

# Géologie récente de Finges et de ses environs (VS)

par Marcel Burri<sup>1</sup>

## ZUSAMMENFASSUNG

**Quartär Geologie  
von Pfyn und Umgebung (Wallis).**

Im Rhonetal zwischen Pfyn und Siders, befinden sich mehrere Hügel, die talauswärts immer kleiner werden. Sie alle sind Überreste eines nacheiszeitlichen Felssturzes. Die Kalke, die von der rechten Talseite hinuntersturzten, sind mit Kristallinem Material aus dem Oberwallis vermischt. Der Felssturz kann durch mehrere Mechanismen erklärt werden, die auf geometrischen Beobachtungen der verschiedenen Elemente, ihre petrographische Zusammensetzung und der Standort der einzelnen Depots basieren. Sie zeigen eine sehr komplexe Geschichte, ohne dass das Alter der einzelnen Phasen bestimmt werden kann.

*A Denis, Bob, Claire et Winis, en souvenir  
des belles années que je leur dois.*

## RÉSUMÉ

**Géologie récente de Finges  
et de ses environs (Valais).**

Le fond de la vallée du Rhône, entre Finges et Sierre, est encombré de nombreuses collines, relayées vers l'aval par de plus modestes éminences qui émergent des alluvions: toutes appartiennent à un éboulement tardiglaciaire descendu des grandes dalles calcaires du versant droit de la vallée. Les calcaires de cet éboulement sont mélangés à du matériel cristallin original du Haut-Valais. Les relations géométriques de ces divers éléments, la composition pétrographique et la localisation des dépôts, permettent d'envisager plusieurs mécanismes pour leur mise en place. Ils révèlent tous une histoire complexe dont l'âge est discuté, sans pouvoir être précisé.



<sup>1</sup>Rte du Châtel 57, 1880 Bex

## INTRODUCTION

Il y a maintenant plus de 40 ans (BURRI 1955) j'ai publié une petite note sur l'éboulement de Finges et son contexte géologique. Relire cet article revient à rêver à la belle époque où les certitudes étaient de mise: une vallée en auge était forcément d'origine glaciaire, un galet strié faisait une moraine, un vallon morainique servait à définir un stade, etc... Avec l'âge, on devient plus circonspect. De grands travaux récents (routes, terrassements pour des vignes, gravières) et de nombreux forages (projets Hydro-Rhône et chantiers de l'autoroute) ont fourni une multitude d'informations dans la région de Sierre. Les observations sont maintenant plus nombreuses, leur interprétation s'en trouve compliquée, et les certitudes de s'évanouir...

Sans vouloir revenir sur l'historique de l'article de 1955, rappelons que la nature de cet éboulement avait déjà été reconnue par GERLACH en 1883, que LUGEON (1898, 1910) avait observé de la moraine rhodanienne sur cet éboulement et que NUSSBAUM (1942) découvrait du matériel morainique à blocs de grès de Taveyanne, donc originaire de la Raspille, au sein de la masse éboulée. Sur la base des données de l'époque, j'avais cru pouvoir démontrer que les glaciers de la Raspille et du Val d'Anniviers avaient formé un barrage et un lac de retenue noyant les collines de Finges.

La région ne semble pas avoir beaucoup excité la curiosité des géologues ces dernières décennies. Les informations les plus précises se trouvent dans des rapports techniques (DE CÉRENVILLE 1971, BERTHOD 1988 A ET B, 1991 A ET B, 1996; CLAVIEN 1983 A ET B, 1987 A ET B. ETC...). Tout récemment quelques travaux de diplôme liés à des recherches hydrogéologiques ont remis la question de la structure de cet éboulement à l'ordre du jour (EBENER 1994, MAMIN 1996); ils confirment les observations précédentes: il y a des dépôts à éléments cristallins sur l'éboulement; les grès de Taveyanne y sont bien représentés; au sein de l'éboulement la moraine est également présente sur les collines, certaines alluvions pourraient être lacustres.

Les mots, comme chacun le sait, ne sont pas innocents. Dire d'un dépôt qu'il est une moraine constitue déjà une démarche interprétative, car qui dit moraine dit glacier. Et nous voilà prisonniers d'un mécanisme, puisque la présence d'un tel sédiment implique celle d'un glacier. Pour éviter ce piège, on a introduit le terme de diamictite, pour caractériser ce qui fut aussi appelé «argile à blocs», c'est à dire un mélange de blocs dans un ciment sablo-limono-argileux, sans connotation génétique. Cette distinction a son importance: elle empêche de décider trop hâtivement qu'un dépôt est d'origine glaciaire.

## LES OBSERVATIONS

La carte (fig. 1) est évidemment schématique: les postes de la légende représentent le caractère dominant des différentes zones de la région.

### Les versants de roche en place

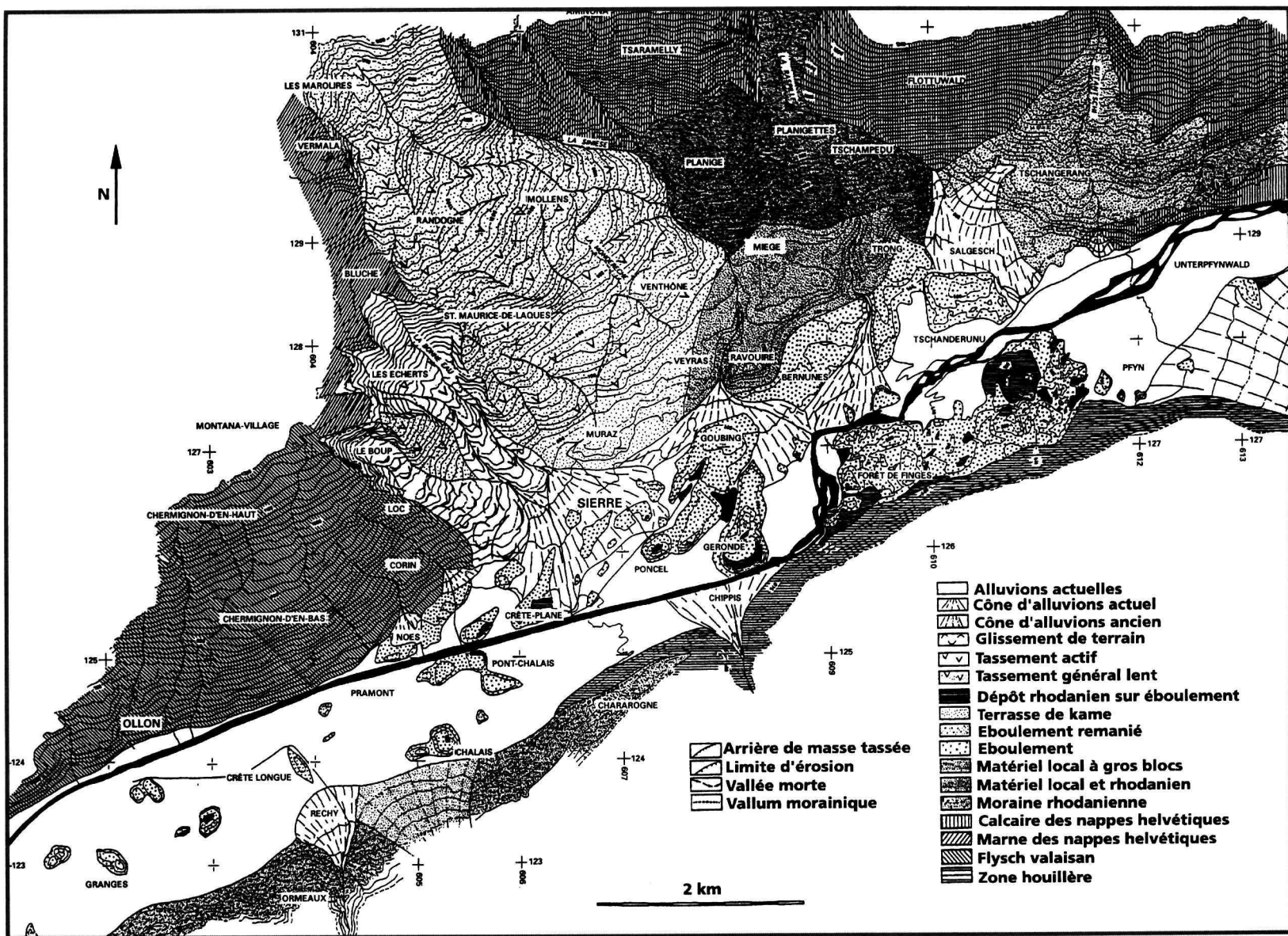
Ces versants portent aussi une couverture quaternaire, mais une couverture mince et discontinue, et, pour notre propos, dépourvue de signification.

En aval de Sierre, les pentes où s'étagent de nombreux villages (Chermignon, Corin, Ollon, etc...) sont taillées dans les assises plaquetées des Flysch valaisans, inclinées comme le versant. La roche est partout subaffleuranse et la couverture morainique ne dépasse généralement pas quelques mètres. La moraine est plus épaisse à l'est du village de Chermignon-d'en-Bas: la coupe d'un ruisseau l'entaille sur une dizaine de mètres, au bord d'un plateau récemment transformé en quartier résidentiel, à 900 m (603.70/125.60). A cette même altitude, le glacier a abandonné deux blocs erratiques granitiques (603.01/125.40 et 602.63/125.40). C'est à peu près la cote à laquelle DORTHE-MONACHON (1993) localise un stade du glacier du Rhône. Mais il y a d'autres banquettes (plus petites) et d'autres blocs erratiques dans ce versant.

A l'est de Montana-Village, les plis internes du domaine helvétique ramènent en surface des assises lithologiquement mieux différenciées. Si les formations marneuses et tendres du Jurassique moyen de la région de Montana affleurent mal, les calcaires massifs du Jurassique supérieur et du Valanginien déterminent de grandes surfaces rocheuses, telle celle de la pinède que domine Aminona. La pente régulière du Flottwald, une dalle calcaire presque nue, est le plan suivant lequel l'éboulement s'est déplacé; seuls quelques éboulis réussissent à s'y maintenir. Au-dessus de Varen, une succession de plis complexes détermine une topographie plus tourmentée où alternent des crêtes calcaires nues et de petites combes morainiques. Sur le versant gauche de la vallée, la roche en place n'est jamais visible au pied du Gorwetschgrat, cachée sous d'épais éboulis qui ont été localement exploités. Les sondages préliminaires à l'installation de la station de transformation du Creux de Chippis en ont traversé plus de 15 m avant d'atteindre l'éboulement (J.-P. BURRI 1995).

### Les dépôts rhodaniens

Le glacier du Rhône témoigne de son passage en abandonnant du matériel originaire du Haut-Valais. Encore faut-il être à même de reconnaître cette origine, ce qui n'est pas toujours évident. En rive droite, les galets calcaires issus des pentes de la vallée entre Loèche et Raron peuvent être confondus avec les éléments calcaires de l'éboulement. En rive gauche, les galets cristallins (gneiss divers, quartzites, micaschistes,



serpentinites) abondent, mais il est difficile, souvent impossible, de distinguer un dépôt rhodanien d'un dépôt annivard. De plus il peut y avoir ambiguïté si une moraine n'est visible que sur quelques mètres: le glacier rhodanien a pu abandonner du matériel d'origine strictement locale, par exemple les restes d'un écoulement. Il faut donc se méfier des actes d'origine dressés trop hâtivement. En rive droite, la route qui grimpe au-dessus de Loèche a créé un escarpement d'une dizaine de mètres dans une moraine qui ne peut être que rhodanienne puisqu'elle est située en amont de Finges (616.20/129.29). Les éléments, surtout des calcaires massifs, s'y montrent assez arrondis, beaucoup sont intensément striés, les granites ne représentant que quelques pour cent. Des dépôts de même nature se retrouvent dans les pentes qui dominent Varen; vers l'aval, dans quelques coupes fraîches, le matériel local éboulé recouvre cette moraine à galets striés (611.63/129.74). En surface, dans la terre des vignes, il est impossible de décrypter les relations entre ces deux formations.

Des diamictes à galets rhodaniens ont été signalées sous l'éboulement, déjà par GERLACH (1883) et par LUGEON (1918). Lorsqu'une fouille un peu profonde est ouverte dans l'agglomération de Muraz, il est bien rare qu'elle n'atteigne pas ce genre de diamictite à galets striés d'origine haut-valaisanne. Un petit affleurement, qui restera probablement visible un certain temps, se trouve dans le talus de la route de Montana, juste à la bifurcation de la route de Muraz (127.35/607.40): les éléments cristallins, dont des granites, y sont abondants, mêlés à des calcaires bleus striés.

DORTHE-MONACHON (1993) a signalé, dans la vallée de la Dala, une accumulation de blocs d'origine haut-valaisanne sous le hameau de Rumeling, entre 870 et 900 m. Il y a là effectivement une accumulation de blocs à la base d'une crête bordée par deux glissements de terrain. Les nombreuses sources qui favorisent ces glissements témoignent de la proximité des schistes aaléniens qui affleurent largement à quelques dizaines de mètres de là. A l'exception d'un bloc de granite, les éléments de cet affleurement peuvent tous être d'origine locale. Ces blocs se sont probablement accumulés sur le bord du glacier du Rhône au moment où celui de la Dala libérait sa vallée.

Les plus importantes accumulations rhodaniennes se trouvent en aval de Chippis; elles sont exploitées à Chararogne (606.80/124.60) où, à 630 m, une gravière éventre une crête qui a l'aspect d'un vallum morainique. Dans des graviers grossiers à niveaux plus sableux, pauvres en argile, l'alternance de niveaux plus ou moins grossiers et/ou plus ou moins sableux met en évidence une grossière stratification, faiblement inclinée vers la vallée au bas de la coupe, et horizontale 10 m plus haut. Ces caractéristiques sont celles d'un dépôt dans lequel les eaux courantes ont joué un rôle certain, mais la présence de quelques très gros blocs nécessite le voisinage d'un glacier. Tous les galets sont originaires

de la rive gauche: 1/3 de gneiss rubanés, 1/3 de quartzites massifs, un peu moins d'1/3 de quartzites feuilletés (permien?) et quelques marbres triasiques.

Les galets ne sont pratiquement jamais striés. Les éléments dont l'origine est la plus lointaine (diorites, serpentinites, une éclogite) sont bien arrondis, alors que les galets quartzitiques possèdent encore leurs arêtes.

La même pétrographie se retrouve dans la gravière ouverte entre La Mine et Les Fleurs en aval de Réchy (603.20/122.70): 60 % de gneiss, 20 % de quartzites, 20 % de micaschistes et quelques blocs striés de serpentinite. La granulométrie y est encore plus grossière qu'à Chararogne, mais, vers le haut de l'exploitation, des niveaux sableux de plusieurs décimètres, sont disposés en lentilles horizontales plus ou moins déformées. C'est encore l'image d'une sédimentation sur les bords d'un glacier qui s'impose.

Au niveau de la vallée, juste en amont de Chalais (606.20/124.25) une ancienne exploitation présente encore les mêmes caractéristiques: stratifications inclinées vers l'aval, rares stratifications obliques, mais peut-être des niveaux plus morainiques et plus argileux. La proximité du glacier est confirmée par l'abondance de galets striés (n=139):

Gneiss clairs, micaschistes	29,5%
Gneiss foncés et diorites	13,6%
Quartzites	32,5%
Calcaires fins	23,9%

Les granites, peu représentés, sont en gros éléments, de même que les gneiss ocellés. Les calcaires, présents dans toute la granulométrie, ont particulièrement bien enregistré les stries. Ces calcaires, absents dans les gravières plus élevées, pourraient provenir de l'éboulement et avoir été incorporés à la moraine.

Le vallon de Réchy débouche dans la vallée du Rhône entre deux crêtes qui pourraient être des vallums morainiques. Sur sa rive gauche, la colline des Ormeaux culmine à 715 m; vers son sommet plusieurs coupes artificielles mettent à nu des bancs de sable inclinés vers le versant, qui peuvent dépasser un mètre d'épaisseur. Dans les graviers très grossiers, les roches de la région de Zermatt sont toujours représentées (6 %), les gneiss et les quartzites se partageant le reste par moitié. Les éléments gneissiques sont généralement de plus grande taille que les éléments quartzitiques.

En rive droite de la Rèche, un amas de 25 blocs dépassant 1 m<sup>3</sup>, abandonnés par une ancienne exploitation (604.40/122.80), permet de distinguer les gneiss rubanés (16 %), massifs (16 %), ocellés (20 %) et les micaschistes (36 %), toutes roches de la nappe de Siviez-Mischabel qui affleurent aussi bien dans le Vallon de Réchy qu'en Haut-Valais; les quartzites sont ici rares (8 %) et c'est normal puisque les quartzites sont mieux représentés parmi les galets de taille moyenne.



Il est probable que les replats de Chararogne (630 m), de Chamlan (600 m), de Planmont (600 m), les amas érodés qui dominent Les Fleurs (620-640 m), voire la colline des Ormeaux (715 m) jalonnent des bords successifs du glacier du Rhône.

## La terrasse de Miège

Au pied du versant, le village de Miège occupe l'arrière d'une série de petites collines (Ravouire 690 m, Tsapouige 710 m et Trong 710 m) qui forment, 100 m au-dessus de la vallée du Rhône, une terrasse profondément incisée par les gorges étroites de la Sinièse près de Sierre et de la Raspille près de Salgesch.

La Sinièse a érodé la colline de Ravouire jusque dans ses parties les plus profondes: LUGEON (1918, p. 336) y a décrit un affleurement de Trias actuellement invisible. Le matériel de ces parties profondes de la colline est grossièrement stratifié: des niveaux jaunâtres et noirâtres sont faiblement inclinés vers le centre de la colline. Ces assises sont toutes constituées d'un mélange en proportions variables de graviers, de sables et de limons. Ce sont surtout les fractions fines qui changent de couleur. Les galets sont petits (5 cm en moyenne) et tous calcaires. Trente mètres au-dessus du talweg, des éléments grossiers forment une assise partiellement cimentée en un conglomérat très compact dans lequel sont sculptés les pitons rocheux du versant méridional de la colline. Vers l'amont de la gorge, une éraillure montre un matériel très grossier (blocs jusqu'à 1 m et très rares éléments cristallins) avec des niveaux sableux nettement inclinés vers l'amont du torrent.

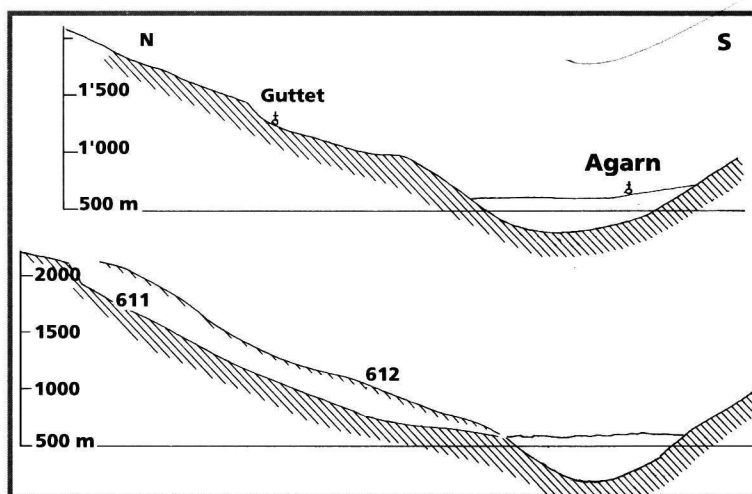
La coupe de la gorge de la Raspille en amont du pont qu'emprunte le sentier pédestre (609.27/128.46, pt.564) montre les mêmes caractéristiques et les grands pitons rocheux qui font l'originalité de ce site sont taillés dans les graviers cimentés. Les changements de coloration des assises visibles dans les vignes derrière ces pitons, doivent correspondre à une stratification grossière.

Les caractéristiques sédimentologiques de ces formations plaident en faveur d'une origine qui n'est pas celle du simple éboulement. Le matériel est mal lavé, les limons sont abondants, ce qui exclut un milieu de haute énergie lors du dépôt, autrement dit, pas d'eaux courantes. Cependant ce matériel, d'origine locale, est stratifié, ce qui implique un certain tri. Lugeon écrit en 1910: «J'ai eu la chance de constater l'an dernier sur le point coté 717, près de Miège, la présence d'un lambeau de moraine de fond, avec des blocs qui atteignent un mètre cube reposant, par couple

visible dans des tranchées, sur la masse écroulée». Je n'ai pas retrouvé ces éléments, en revanche, dans la pente des Clives, juste au sud de ce point 717 (maintenant 710, 608.94/128.57) de nombreux blocs striés, tous calcaires, sont mélangés au matériel de la terrasse, mais leur position stratigraphique n'est pas claire.

## L'éboulement

L'éboulement est donc descendu des hauteurs de la rive droite (GERLACH 1883) et son plan de glissement est encore parfaitement visible, au-dessus de Salgesch. Grâce aux travaux récents de sismique on a quelques idées sur la forme du fond de la vallée. FINCKH & FREI (1991) ont étudié un profil qui passe par Agarn: le remplissage quaternaire y a près de 300 m d'épaisseur (**Fig. 2, dessin du haut**). Dans la région de Finges, aucun profil de détail n'a été étudié, mais, d'après le profil longitudinal publié par BESSON ET AL. (1991), le fond rocheux se situe vers 400 m de pro-



**Figure 2 – Profils transversaux de la vallée du Rhône et de son versant droit. Le fond rocheux a été dessiné en tenant compte des données sismiques récentes.**

fondeur. Ces données sont en accord avec les résultats les plus récents du programme de recherche sur la structure des Alpes (PRIFNER ET AL. 1997). C'est à partir de cette valeur qu'ont été dessinés les deux profils du **bas de la figure 2**; celui qui passe le long du méridien 612 recoupe le versant en amont de l'éboulement: il peut être considéré comme un profil du versant avant l'éboulement. Le profil qui suit le méridien 611 passe par le plan de glissement; c'est donc le profil du versant après l'éboulement. L'espace qui sépare ces deux profils représente, grosso modo, l'épaisseur de la tranche de roche qui s'est éboulée.

On peut donc se livrer à une estimation approximative. Cette tranche de roche a une épaisseur moyenne de 200 m, en étant généreux; la surface affectée est d'environ 5,5 km<sup>2</sup>, ce qui représente un

volume légèrement supérieur à  $1 \text{ km}^3$ . L'éboulement est descendu jusqu'en aval de Granges, soit à 12 km vers l'aval, dans une vallée de 2 km de large en moyenne: il s'est donc étalé sur  $24 \text{ km}^2$ , ce qui représente à peine une couche de 50 m d'épaisseur. Il est possible que la masse de roche qui s'est mise en route ait été plus épaisse que ce que suggèrent les deux profils de la fig. 2. Il est aussi possible que la surface affectée ait été supérieure aux  $5,5 \text{ km}^2$  admis. Mais, quoi qu'il en soit, ces estimations, même très grossières, montrent que l'éboulement est loin de remplir toute la vallée. Il n'a été traversé avec certitude que près de Granges (fig. 3). MARIETAN (1947) y signale un forage (coord. approximatives 601.80/123.00), qui a recoupé 10 m d'alluvions, puis 30 m de matériel identique à celui des collines de l'éboulement, avant d'entrer dans des sables, des graviers et des argiles, jusqu'à 98 m de profondeur. MORNOD (1974) a décrit, en aval de Chippis, un forage qui est descendu à 60 m (606.66/125.09):

- les 10 premiers mètres sont des graviers rhodaniens;
- de 10 à 32 m les graviers sont sableux, les galets souvent calcaires, avec de très gros blocs vers 22 m: il pourrait s'agir de l'éboulement, peut-être remanié;
- de 32 à 38 m des limons graveleux compacts ont été dubitativement interprétés comme de la morane;
- de 38 à 47 m des sables pauvres en graviers semblent plutôt rhodaniens;
- à partir de 47 m, les limons dominent, graveleux ou sableux.

Là aussi l'éboulement a probablement été traversé. Plus en amont tous les forages se sont arrêtés dans l'éboulement.

Lors d'une première approche, le matériel de l'éboulement frappe par son homogénéité. C'est elle qui avait permis à GERLACH (1883) de regrouper toutes les collines de ce secteur du fond de la vallée dans le même éboulement et d'en déterminer l'origine. En y regardant d'un peu plus près, il est possible de reconnaître plusieurs «faciès» au sein de cette masse: déjà Lugeon écrivait en 1898: «Les collines de Sierre sont formées tantôt de blocs énormes, tantôt de fragments triturés à l'extrême».

## 1. Les assises non dissociées

Des collines entières peuvent être constituées d'un seul bloc dans lequel la stratification originelle est parfaitement conservée. LUGEON (OP. CIT): «La position relative des matériaux a très peu bougé, et, remarque fort intéressante, sous la propre pression de leur poids,



**Figure 3 – Collines de Granges à l'aval de l'éboulement qui n'aurait plus ici qu'une quarantaine de mètres d'épaisseur. Cette photo a été prise par Maurice Lugeon en 1898: un pan important du château est encore debout. – PHOTO LUGEON, 1898**

les couches qui se sont détachées se sont plissées dans leur descente. On peut constater le fait dans la colline de Géronde et surtout sur les bords de la plaine du Rhône près de Salgesch».

Les conditions n'ont pas changé en un siècle et l'affleurement auquel Maurice Lugeon fait allusion est toujours aussi démonstratif. En direction de l'aval une certaine fragmentation des assises se produit: les couches sont toujours en continuité les unes avec les autres, mais chaque niveau est réduit en fragments de quelques centimètres. Le phénomène se poursuit dans le versant méridional de la colline de Chalais (605.04/125.08/551m) et dans celle de Pintset en aval de Granges (601.45/123.05).

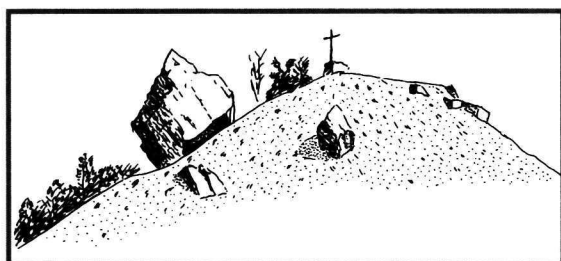
Que la fragmentation du matériel soit plus poussée vers l'aval n'a rien de surprenant, puisque le chemin parcouru est plus important. Que des blocs gigantesques aient été transportés sur plus de 10 km en étant fragmentés mais sans être dissociés, voilà qui reste plus étonnant.

## 2. Le matériel trituré

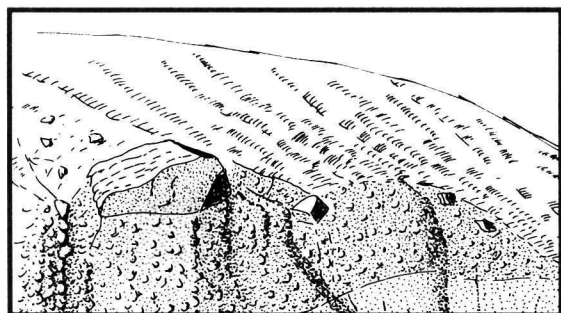
Le terme de diamictite peut très bien être utilisé pour ce matériel. Il s'agit de blocs calcaires pris dans un ciment graveleux, sableux et limoneux (fig. 4). Les blocs, généralement anguleux, ont une taille décimétrique à métrique, mais ils peuvent atteindre plusieurs mètres cubes. La proportion de blocs par rapport au ciment varie énormément. Ils sont plutôt rares et décimétriques dans les belles coupes que l'autoroute a dégagées dans la colline en aval de Noës (604.75/124.97) ou dans la tranchée du chemin de fer



**Figure 4 – Colline en aval de Pont-Chalais; son matériel très mélangé a sans doute servi à assainir les terrains tourbeux de la plaine: la colline a disparu. – PHOTO LUGEON, 1898**



**Figure 5 – Gros blocs à la surface de la colline de Pintset, un peu en aval de Granges.**



**Figure 6 – Lentille de diamictite à éléments locaux, prise dans l'éboulement. Base de la colline de Chalais.**

sous le vignoble des Bernunes (609.25/128.07). En revanche, une exploitation ouverte au flanc septentrional de la plus haute colline de la forêt de Finges (Perischuhubil, 610.74/127.30) ne montre qu'un amas de blocs, dont la plupart dépassent un mètre cube, et pratiquement dépourvu de matrice. Tous les termes de passage existent entre ces extrêmes, mais les affleure-

ments visibles sont pour la plupart des accumulations à blocs de taille modérée et à ciment abondant. De très gros blocs ne sont pas rares dans la masse de l'éboulement; la colline de Poncel en donne de beaux exemples, particulièrement au-dessus de l'entrée du tunnel de l'autoroute. Plus nombreux sont les gros blocs qui jonchent la surface des collines: à Sierre, la tour de Goubing est construite sur un tel bloc, près du château de Pradec un bloc abrite un cabanon de vigne; on en retrouve au sommet de Crête Plane, sur la colline de la Potence à l'entrée de Sierre, jusqu'en aval de Granges à Pintset (**fig. 5**). Il est probable que ces blocs furent initialement pris dans la masse de l'éboulement, et que l'érosion, évacuant le matériel plus fin qui les enrobait mais incapable de les déplacer, les a abandonnés à la surface du terrain.

### 3. Dépôts dans la masse de l'éboulement

NUSSBAUM (1942) a signalé pour la première fois la présence, au sein de l'éboulement, de moraines caractérisées par l'abondance des Grès de Tavayanne. Il a décrit leurs gisements lenticulaires ou dispersés dans la masse. MAMIN (1996) a retrouvé des galets cristallins dans des affleurements récemment dégagés de la forêt de Finges; il a eu bien du mérite à cette découverte: les cas qu'il a signalés dans la gravière de la colline de Perischuhubel et dans celle de Milljere sont peu évidents.

L'aménagement de la base de la colline de Chalais a mis à nu une grande lentille d'une diamictite grise, à galets calcaires (90%) et gréseux (10%), petits (5 cm, maximum 10 cm), certains fortement striés, relativement peu arrondis, d'autres usés puis cassés, le tout dans un ciment argilo-limoneux (**fig. 6**). Cette lentille de 3 m d'épaisseur est surmontée par du maté-

riel très grossier, alors qu'elle semble se fermer, vers l'amont, sur du matériel plus fin.

#### 4. Région de Tschangerang

Au-dessus du vignoble de Tschangerang, une petite route serpente entre 750 m et le bisse de Varen, à 1000 m. Entre 760 et 780 m, (610.80/129.80) sur deux cent mètres, elle est taillée dans le calcaire sur lequel repose un dépôt d'origine rhodanienne qui n'atteint pas un mètre d'épaisseur. Sur un dipe slope, qui n'est pas le plan de glissement principal de l'éboulement, des sables fins, jaunâtres contiennent des galets qui arrivent souvent à 5 cm, dont la composition pétrographique est la suivante (n=173):

Gneiss clairs	30,6%
Gneiss foncés	16,5%
Granites	3,5%
Quartzites	32,0%
Dolomies jaunes	10,0%
Quartz filonien	6,2%
Calcaires bleus	1,3%

Les quartzites et les dolomies sont moins émoussés que les gneiss, très arrondis. Ces derniers, de même que les granites, sont plus abondants dans les fractions granulométriques grossières, alors que les calcaires bleus n'apparaissent que dans la fraction inférieure à 1 cm.

Si le glacier rhodanien a séjourné aux environs de cette cote 800 m (avant, pendant ou après l'éboulement?) il est surprenant de ne pas en observer la trace dans le vignoble de Tschangerang, situé en contrebas. Les rares talus dégagés montrent un matériel fortement concassé, des éléments calcaires dont les plus gros arrivent à peine à 0,5 m, dans un ciment assez abondant. La roche n'affleure jamais, ce qui permet de supposer que cette couverture est assez épaisse. Les gros blocs sont absents, contrairement à ce qui s'observe dans l'éboulement. Les pentes, interrompues de larges replats, semblent aboutir à une vague terrasse vers 700 m: toute cette région pourrait résulter du remaniement de matériel éboulé, étalé en un cône grossier, butant peut-être contre un glacier encore présent vers 700 m.

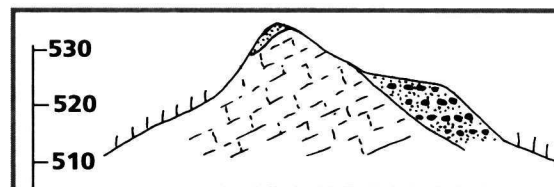
#### 5. Dépôts sur l'éboulement

Du matériel rhodanien est présent sur toutes les collines de l'éboulement; en 1955, je ne l'avais repéré qu'en aval de Sierre. L'origine de certains de ces dépôts ne pose guère de problème; d'autres, au contraire, sont plus difficiles à comprendre.

##### a. Les alluvions rhodaniennes

LUGEON encore (1898): «Ces collines ne sont plus que les restes d'un éboulement. Toute la masse a été érodée par le Rhône; on peut s'en convaincre par la pré-

sence, sur plusieurs des protubérances, de galets stratifiés tels qu'on les trouve dans le lit actuel.» Et de signaler un gisement près des Dévins que je n'ai pas retrouvé (la région a été bien modifiée), mais un dessin dans les archives de M. Lugeon, porte la mention «Monticule à l'ouest de la colline 557, près des Dévins». Le meilleur gisement actuellement visible a été mis au jour par l'aménagement de vignes sur une toute petite colline à l'ouest de Réchy (fig.7.)



**Figure 7 – Position des alluvions rhodaniennes au flanc de la colline du stand de tir en amont de Granges.**

(602.72/123.34). Du haut de ses 534 m, elle domine la plaine actuelle de presque 30 m, et porte, sur son flanc sud, une assise graveleuse dont le sommet se trouve à plus de 10 m au-dessus de la plaine. Il s'agit d'une alluvion grossière: 60% des galets, généralement bien arrondis, ont plus de 10 cm. Leur origine est haut-valaisanne (n = 147):

	Fraction > 10 cm	Fraction 2 à 5 cm
Granites (arrondis)	10,6 %	2,7 %
Aplites	—	5.4 %
Gneiss clairs (arrondis)	28.4 %	32.4 %
Gneiss foncés (arrondis)	7.5 %	12.6 %
Quartzites massifs (± arrondis)	26.8 %	24.6 %
Calcaires (anguleux)	25.0 %	13.5 %
Quartz filonien	—	8.1 %
Serpentine	2,0 %	—

L'affleurement de la colline des Crêtes, au nord de Granges, est moins spectaculaire: les graviers y remplissent un sillon taillé dans son versant amont et recoupé par les terrassement d'une vigne. Les éléments vont de 1 à 10 cm: quartzites, gneiss, amphibolites, gabbros, gneiss ocellés, tous sont haut-valaisans.

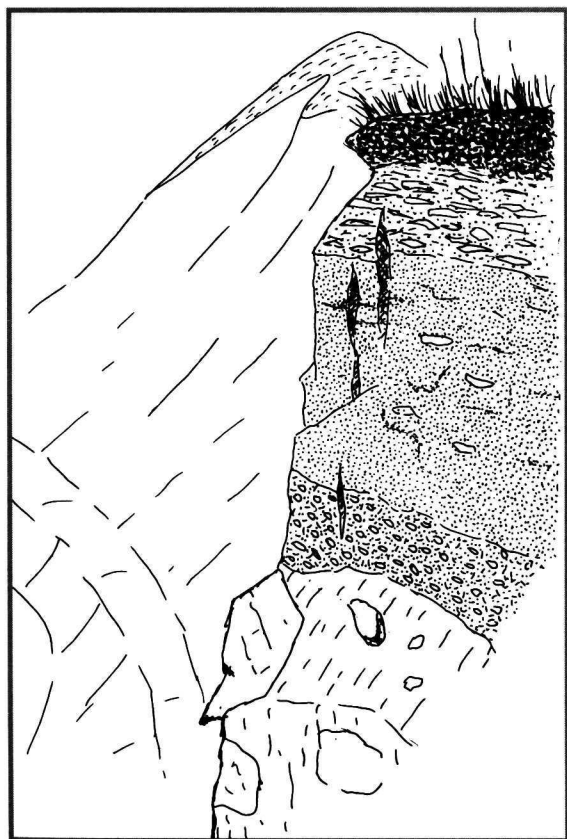
En amont de Sierre, dans la forêt de Finges, le fond de la plupart des dépressions est tapissé de sables jaunâtres. Ils sont très bien triés et finement stratifiés sous le petit plateau appuyé contre la colline du monument de Finges (613.35/128.60), ce qui est exceptionnel, ces sables étant le plus souvent homogènes, à aspect terre végétale de loess avec leur couleur jaunâtre. Dans le Creux de Chippis (609.15/126.50), le haut de l'entaille qui domine le Rhône (figure) montre la succession suivante de la fig. 8, de haut en bas:



- Terre végétale
- 0.5 m d'éboulis calcaires issus des collines avoisinantes;
- 1 m de limon jaune avec quelques petits galets rhodaniens dispersés;
- 0.5 m de graviers à galets petits (1 cm), cristallins, arrondis, dans une pâte limono-argileuse;
- Eboulement

### b. Les dépôts «morainiques»

En 1910, répondant à un contradicteur qui doutait de la présence de moraine sur l'éboulement, M. Lugeon écrivait: «Il est d'autant plus facile à mon collègue de constater un beau lambeau morainique à cailloux admirablement striés, que ce lambeau se trouve sur le chemin suivi habituellement par les touristes qui se rendent sur la colline de Géronde». Le chemin a disparu, l'affleurement aussi, mais il reste dans les archives de M. Lugeon un dessin inspiré de cet affleurement (fig. 9) et une photo (fig. 10, p. suiv.), qui montre bien, sur l'éboulement, une couche attribuée à de la moraine, ce qui permettait à M. Lugeon de «maintenir l'idée que le glacier du Rhône et un lobe du glacier d'Anniviers s'est étendu sur les masses écroulées de Sierr...». Idée que j'avais reprise dans ma note de 1955, mais limitée au glacier d'Anniviers. Reprenant

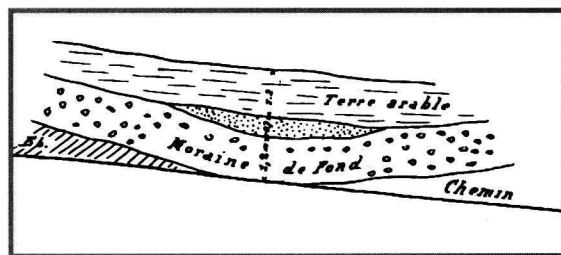


**Figure 8 – Profil au sommet du ravin dominant le Rhône au Creux de Chippis.**

l'étude de ces dépôts là où ils sont accessibles, au nord du couvent, près du p. 608 (608.28/125.88), j'ai relevé une coupe d'une dizaine de mètres montrant un niveau inférieur à galets petits et un niveau supérieur plus grossier. Les galets du niveau inférieur sont fortement encroûtés et il a fallu attaquer cette croûte à l'acide pour déterminer la nature des galets. La fraction des galets entre 1 et 2 cm représentant le 26% de l'échantillon (de 10 kg) a donné le spectre suivant:

Calcaires anguleux	11%
Calcaires bleus vaguement usés	24%
Calcaires noirs peu arrondis	20%
Marbres triasiques anguleux	37%
Grès du flysch	7%

Les éléments cristallins manquent ici. Les marbres triasiques proviennent des pentes proches, les autres calcaires sont issus de la rive droite. La composition de la couche supérieure est identique, mais elle



**Figure 9 – L'affleurement de moraine sur la colline de Géronde. – DESSIN DE LUGEON**

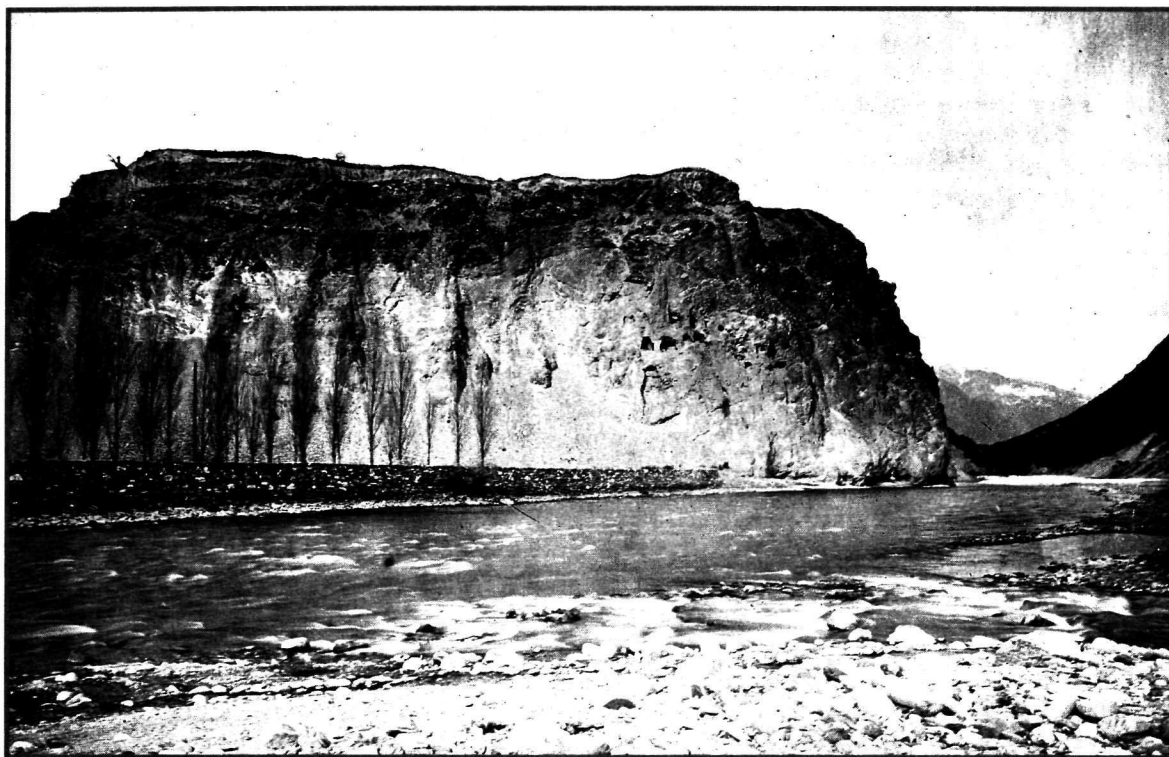
contient en plus de gros galets arrondis de quartzite (10 cm), quelques fragments de gneiss quartzitiques, certains vaguement œillés, de rares micaschistes et deux blocs anguleux de 1/4 de mètre cube enchassés dans cette pâte, l'un calcaire, l'autre gneissique.

La plus grande partie du matériel est d'origine locale ou, du moins, pas très lointaine; les galets ne sont pas striés, mais bien arrondis, ce qui évoque davantage un dépôt fluviatile qu'un dépôt glaciaire; les quelques gros blocs gneissiques de la partie supérieure ne peuvent guère avoir été transportés que par un glacier.

Ce problème va se poser presque pour chaque colline. Dans la forêt de Finges, les affleurements sont rares. Rappelons la diamictite signalée par MAMIN (1996) au sommet des collines autour du Rosensee.

Plus en aval, entre la route et le Rhône, la colline cotée 611 porte juste sous son sommet un niveau qui ne dépasse pas un mètre, riche en galets arrondis d'origine nettement haut-valaisanne (n=94):

Gneiss clairs	24,0%
Gneiss foncés	18,8%
Granites	7,4%
Roches vertes	4,2%
Calcaires	40,6%
Quartz filonien	5,3%



**Figure 10 – La colline de Gérondie en 1898. La “moraine” qui coiffe l’éboulement est encore bien visible actuellement.** – PHOTO LUGEON, 1898

Parmi les roches vertes, il y avait même une éclogite, une roche sombre à grenat, affleurant bien dans les vallées de Saas et de Zermatt; en revanche les éléments triasiques (quartzites, dolomies) manquent à l’appel.

Le sol des vignes de toute la région des Bernunes est parsemé de tels éléments cristallins ou calcaires arrondis, sans qu’il soit possible de faire la part de ce qui est dû aux apports artificiels. Une autre concentration de ce type de matériel occupe le versant méridional de la petite éminence appuyée contre le pied de la colline de Ravouire (608.45/127.50): les galets calcaires arrondis en font le 60%, les grès de Taveyenne, 30%, les quartzites et gneiss, le 10% restant. La colline éventrée cotée 554 m qui émerge des alluvions de la zone industrielle à l’amont de Sierre (608.58/126.73) possède un noyau grossier de matériel éboulé, enrobé d’une diamicte épaisse d’environ 2 m, à petits galets, rarement cristallins, et de deux grosses lentilles de sable fin. Les galets cristallins sont également présents dans le sol des vignes qui dominent la dépression du Lac de Gérondie, en direction de Goubing. A la surface cette colline, quelques gros blocs calcaires sont posés sur les sables jaunâtres: l’érosion semble donc les avoir isolés après le dépôt de sables sur l’éboulement.

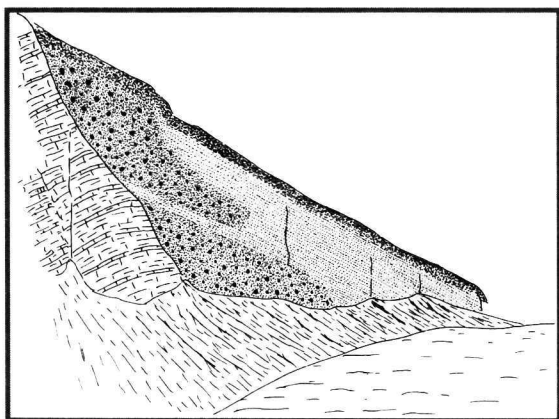
En aval de Sierre toutes les collines portent une couverture, qui atteint rarement un mètre, de limons jaunâtres contenant des galets cristallins. Malgré les

remaniements dus à la viticulture, des observations sont encore possibles:

- Sur la colline de Poncel (Ancien Sierre), à la terminaison de la petite route (pt. 588, 607.30/126.00), les galets cristallins atteignent 20 cm (quartzite et gneiss) et sont accompagnés d’un bloc de quartzite blanc de plus de 1 m<sup>3</sup>. BERTHOD (1988 B) signale un placage de matériel rhodanien sur le versant ouest de la colline et des restes dispersés de même nature sur celles de Plantzette et des Dévins.
- Sur le sommet nord de la colline de Chalais (**fig. 11**) (605.27/124.27) où les galets, arrondis, (granites, quartzites, gneiss) atteignent aussi 20 cm.
- Sur le sommet plat de la colline d’Ehala près de Noës (605.60/125.25) où les vignes ont tout remanié, du matériel rhodanien a été signalée par BERTHOD (1988 A).
- Sur les collines du hameau de Noës, de même qu’en aval de la station d’épuration (604.95/125.05), où des galets de grès de Taveyenne arrondis sont fréquents, dans un ciment argilo-sableux
- Sur la colline cotée 547 (602.92/123.35), à l’ouest du pénitencier de Crête Longue, où la terre des vignes est riche en galets de quartzites et de gneiss de 2 à 10 cm.
- Sur la colline de Granges où des fouilles archéologiques pour le Château (602.10/ 123.00, pt. 555.3) ont dégagé un niveau de 50 cm dans lequel voisinent des galets calcaires anguleux et des galets arrondis de quartzites, de quartzites feuilletés, de gneiss oeilés et



**Figure 11 – Collines de Chalais en 1898: le sommet plat de la colline n'a pas été modifié par de grands travaux. A l'arrière plan, au débouché des couloirs, les cônes d'alluvions sont bien visibles. La neige met en évidence l'état de dégradation dans lequel se trouvaient les forêts. – PHOTO LUGEON, 1898**



**Figure 12 – Affleurement du Rosensee: des coulées de matériel d'origine haut-valaisanne sont interstratifiées dans des éboulis calcaires bien lavés.**

de calcaires dolomitiques. Dans les déblais accumulés près de cette fouille, quelques gros éléments arrondis peuvent atteindre 30 cm, comme sur la colline de Géronde.

- Sur le sommet plat de la colline de Grône (601.24/122.30, pt. 536.4), avec, comme ailleurs, de gros galets arrondis, de gneiss, de quartzites, de quartzites conglomératiques à éléments de quartz.

Il est probable que de nouvelles fouilles mettront au jour d'autres gisements de ce matériel qui doit se trouver sur toutes les collines.

### c. Les dépôts lacustres

En 1955, j'avais avancé l'hypothèse d'un barrage causé par une avancée du glacier d'Anniviers, avec création d'un lac en amont, soit dans toute la région de la forêt de Finges. Les formes arrondies des collines sur les versants desquelles des éboulis très bien triés furent temporairement visibles servirent de fondement à cette hypothèse. Le comblement récent d'une ancienne exploitation au nord du Creux de Chippis (colline 611) vient de masquer les plus démonstratifs de ces éboulis.

Une modeste gravière en a mis d'autres à l'affleurement (**fig. 12**) au bord du sentier qui longe le Rosensee (611.12/127.50). Ces éboulis calcaires, bien lavés et triés, appuyent leurs stratifications inclinées contre le matériel de l'éboulement. Vers le haut de l'affleurement une diamictite compacte est interstratifiée dans les éboulis; les galets qu'elle contient se répartissent ainsi

(refus du tamis > 0,6mm, échantillon de 1 kg):

Calcaires anguleux	5,9%
Grès arrondis	11,7%
Marbres	5,9%
Gneiss clairs arrondis	26,4%
Gneiss sombres arrondis	17,6%
Quartzites	11,7%
Granite grossier	5,9%
Quartz filonien	14,7%

Les éléments hauts-valaisans dominent nettement: 62% au minimum. Quels processus ont-ils permis le dépôt de ce matériel d'origine haut-valaisanne? Dans la partie basse des collines, le matériel est indubitablement fluvial. Sur la colline de Géronde, la présence de moraine est quasi certaine. Dans le bois de Finges, des dépôts sans doute morainiques côtoient des sédiments lacustres.

### Planige-Planigette-Tschampedü

Cette région comprend des pentes qui font saillie dans le versant entre le grand tassement de Randogne-Mollens-Venthône et le plan de glissement de l'éboulement de Finges. Au débouché de la vallée de la Raspille, ce relief a été distingué sur la carte parce que la roche en place y est toujours assez proche de la

surface, sous une couverture complexe mais à dominante morainique.

La morphologie est très particulière. Trois replats dessinent une sorte de balcon que l'érosion aurait disséqué: Tschampedü (920-940 m), Planigette (920-980 m) et Planige (900-950 m). Ce balcon domine la terrasse de Miège, dont il est séparé par une pente relativement raide, de 200 m de dénivelé, où la roche affleure sous une très faible couverture. A la surface du replat, l'épaisseur de la couverture morainique est particulièrement forte sous le relief de Planigette.

Un autre trait curieux réside dans le tracé du cours de la Raspille. Le torrent débouche d'une vallée très encaissée vers 1'200 m. Laissant sur sa droite un vallon sec assez largement ouvert, il poursuit son chemin dans un sillon très étroit. Vers 1000 m, deux vallées d'égale importance courent parallèlement : une vallée morte et quasi rectiligne, et 200 m à l'est, la vallée actuelle, plus tortueuse. En-dessous de 900 m, le versant de la vallée du Rhône semble continu: la Raspille s'est enfoncée dans une gorge tellement étroite qu'elle n'est pas visible de loin, alors que la vallée morte s'évase avant de déboucher sur la terrasse de Miège.

Dans la couverture très complexe de ces reliefs, il est possible de distinguer les pentes de Tschampedü sur Salgesch, le relief de Planigette et celui de Planige.

### 1. Les pentes de Tschampedü sur Salgesch

Elles portent une couverture riche en matériel haut-valaisan, abondant dans la terre des vignes, dont un beau bloc de granite près du réservoir d'eau potable de Salgesch (609.91/129.12). Une diamictite qui peut être interprétée comme une moraine de fond rhodanienne affleure sous du matériel calcaire local au sommet des vignes, à la limite avec le plan de l'éboulement (610.00/129.60). La crête du pt. 807, au-dessus de Golyri, est plus complexe: sur la roche, une masse de blocs calcaires dans une pâte limono-sableuse à galets calcaires striés doit représenter une moraine locale; elle est recouverte de matériel rhodanien, localement stratifié, rappelant le placage du bisse inférieur de Varen situé à la même cote (800 m). Il y a donc dans cette zone interstratification de matériel local et rhodanien.

A la hauteur de Tschachtela, où la roche est à fleur de terre, les pentes sont un peu moins fortes. Une exploitation montre un dépôt de graviers, d'origine locale ou très proche, plutôt fins (16% des galets > 2 cm et 40% < 0,6 mm) vaguement stratifiés. Il en est de même le long du sentier qui grimpe au versant méridional de Tschampedü, où des galets décimétriques montrent des arêtes émoussées.

### 2. Le relief de Planigette

Ce relief est bien délimité par la Raspille et par la vallée morte; à son pied, le vignoble des Verbes, au-dessus de Miège, en fait également partie. Au sommet de ces vignes, une petite exploitation (609.09/129.50) permet de relever la coupe suivante (fig. 13):

1. Niveau de matériel très grossier affleurant sur 1 m environ et contenant 5 blocs de plus de 20 cm, chaque

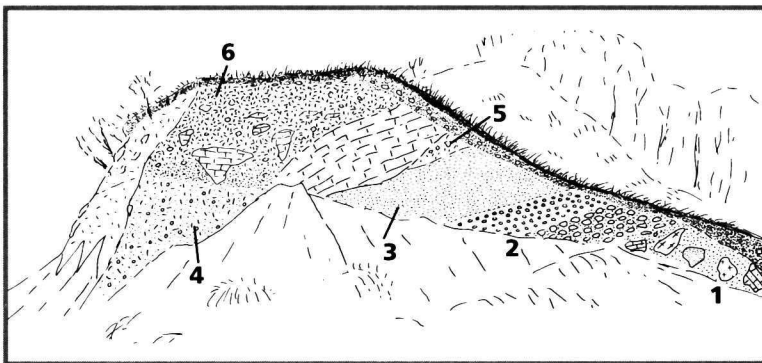


Figure 13 – Affleurement du sommet des vignes des Verbes, au-dessus de Miège.

bloc d'une espèce différente: granite, gneiss, quartzite, grès de Taveyanne et calcaire.

2. Assise graveleuse assez grossière à la base et plus fine vers le haut, stratifiée, à dominante calcaire (73%), riche encore en quartz filonien (23%), pauvre en gneiss (3%) et dépourvue de grès de Taveyanne.

3. Niveau de sable grossier, clair, très compact qui semble passer latéralement à:

4. Diamictite à ciment jaune, dur, dans lequel sont sertis des éléments centimétriques calcaires et un bloc de 20 cm de gneiss.

5. Niveau de sable surmonté par un bloc de calcaire fortement broyé.

6. Au-dessus d'une zone humide de quelques centimètres (argiles?) vient une nouvelle diamictite à galets plus anguleux et plus volumineux.

Les niveaux 1 à 4 pourraient avoir été sédimentés sur le bord d'un glacier, du moins l'eau semble y avoir joué un certain rôle, créant des stratifications bien individualisées. Les deux derniers niveaux sont plus difficiles à interpréter: matériel morainique glissé? éboulement?. Le sentier de Cordona qui emprunte la vallée morte traverse un ravin toujours rafraîchi, ouvert dans une diamictite où les blocs atteignent le 1/4 de m<sup>3</sup>. Les éléments hauts-valaisans, jamais très abondants, sont partout représentés, surtout par des quartzites et des marbres vers le bas, par des granites vers le haut. De nombreux blocs de quartzites légèrement brunâtres proviennent des assises tertiaires qui affleurent dans la haute vallée de la Tièche (Raspille).

Des blocs de grande taille, plusieurs mètres cubes, généralement calcaires, jonchent la surface du



terrain à l'est de la vallée morte. La route vicinale qui franchit la crête en aval de la chapelle Ste Marguerite traverse un amas de ces blocs, constituant principal de cette crête. On les retrouve dans les prés où serpente la route de Cordona, à la surface des petites crêtes de La Fortsey. Ils sont peut-être moins volumineux, mais toujours présents dans les prés des Sans, alignés suivant de modestes crêtes. La route qui franchit, à 1250 m, le torrent de la Pauja montre un incroyable entassement de blocs énormes. A 1500 m, une autre route forestière traverse ce torrent: c'est encore le même entassement de blocs. Jusque vers 1700 m, où les pentes diminuent un peu, tout ce versant n'est qu'un amas de blocs tassés.

En aval de Cordona ce matériel très grossier jalonne, et probablement constitue, le relief qui sépare la vallée morte de la vallée actuelle. Ce relief occupe donc le centre de la vallée de la Raspille qui s'évase à son débouché dans le versant rhodanien. Une telle position médiane est difficile à comprendre. Entre Planigette et Tschampedü de nombreuses crêtes apparaissent comme autant de petits vallums morainiques; il est cependant difficile d'imaginer la construction d'une moraine longitudinale au milieu d'une dépression. Peut-être s'agit-il d'un amas morainique frontal du glacier de la Raspille ou d'un éboulement disséqué par l'érosion: la crête n'est plus qu'une sorte d'interfluve entre la vallée morte et la vallée actuelle. Dans tous les cas envisagés, il semble bien que ce matériel ne doive pas être attribué à l'éboulement de Finges dont il est séparé par la zone morainique de Tschampedü au sud-est et par la terrasse de Miège au sud.

### 3. Le relief de Planige

La roche en place n'y est jamais très loin de la surface, sous une couverture d'aspect morainique; les gros blocs en surface sont absents. Au-dessus de Miège, près du lieu-dit La Rotse, de nombreuses coupes jalonent la frontière entre vignes et forêt. Sur la roche, les stries glaciaires sont parallèles à la vallée du Rhône. Les galets, de 2 à 10 cm, aux arêtes émoussées, sont surtout des calcaires (plus de 60 %) et des grès du flysch, les gneiss ne représentant que 3 %.

Les galets calcaires sont souvent striés; quel-ques galets de quartzite, une diorite très claire à amphiboles dispersées. Certaines coupes montrent, vers leur sommet, un matériel mieux lavé, voire des niveaux sableux.

Aux Clavies, les stries sur la roche en place sont parallèles à la pente. Un pavage de blocs calcaires surmonte une diamictite à éléments cristallins. La même disposition se retrouve au-dessus de Planige, le long de la route de Cordona et dans les affleurements du bisse de la cote 980 m, mais la moraine y est pratiquement dépourvue d'éléments cristallins. En revanche, les grès de Taveyenne y sont abondants: ils ne peuvent provenir que de la vallée de la Raspille ou de plus en amont. Ces mêmes grès restent abondants dans les placages morai-

niques des pentes qui dominent Planige, sous Aminona. Les éléments cristallins sont généralement rares. L'origine haut-valaisanne de cette moraine est pourtant probable: aucune caractéristique morphologique ne permet de soutenir l'hypothèse d'un glaciaire local.

## Les tassements du versant de Randogne

A partir de la Sinièse en allant vers l'ouest, la cartographie géologique du versant est rendue très difficile à cause d'un gigantesque phénomène de tassement. La roche affleure en maints endroits, mais elle n'est pas dans sa position originelle. Les formations quaternaires ont également été déplacées; les observations sont donc difficiles à interpréter: plusieurs solutions sont souvent possibles et les critères de choix peuvent toujours être discutés.

Les replats ne manquent pas: Anchettes (760 m), Moulin (850 m), Conzor (950 m), Saint-Maurice (1000 m), etc... Restes de moraines? Traces de stationnement du glacier? Arrières de masses tassées? Dans ces zones très construites, pauvres en coupes fraîches, il est le plus souvent impossible de se déterminer. Les crêtes non plus ne manquent pas: sous Ven Rhône s'agit-il des vallums de petits glaciers locaux, ou de reliefs épargnées entre deux glissements? Sur la carte j'ai donné la préférence à cette dernière interprétation: les accidents de terrain ont été considérés comme des niches d'arrachement ou comme la trace superficielle de plans de glissement.

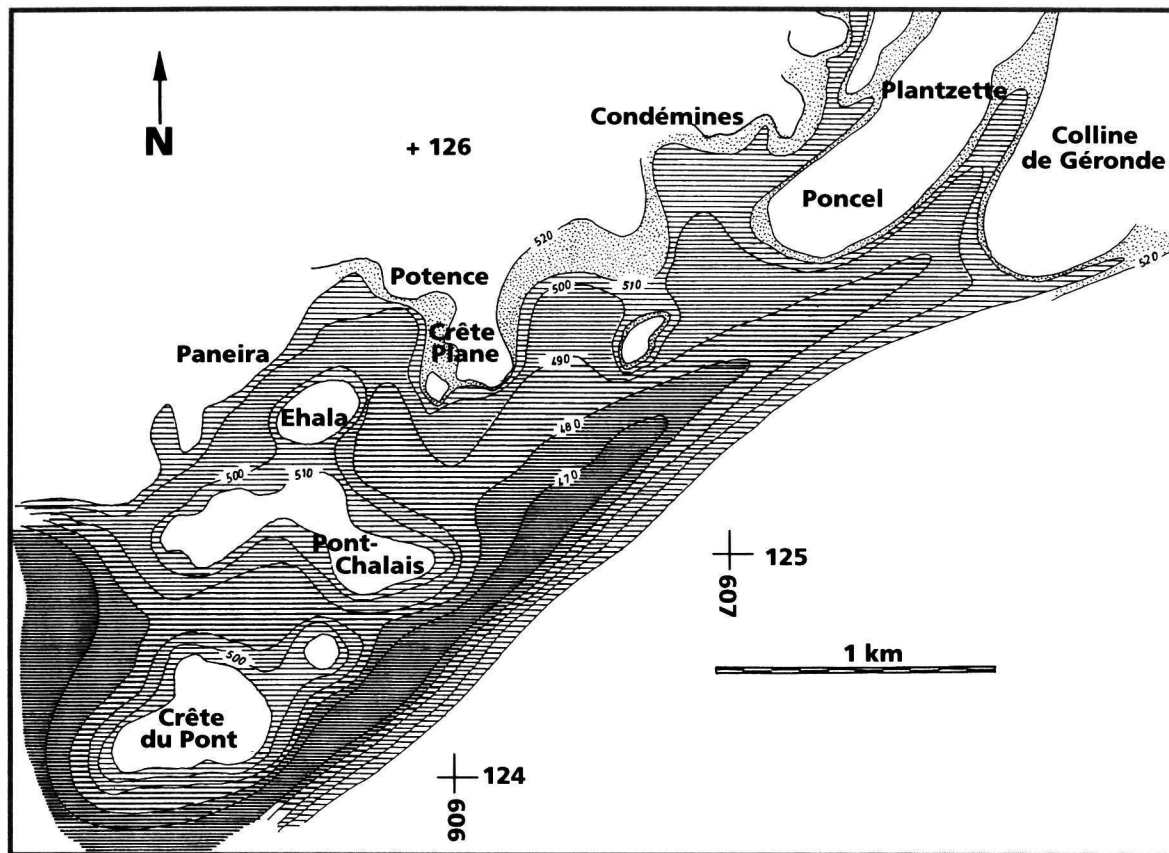
Des mesures de triangulation entre 1923 et 1993 ont montré des déplacements qui se situaient autour de 50 cm (localement plus de 1 m sous Randogne (NOVERRAZ ET AL. 1998)). Si des mouvements de cet ordre de grandeur se sont maintenus pendant dix mille ans, le déplacement total est de plusieurs dizaines de mètres, ce qui est bien suffisant pour fausser tous les raisonnements morphologiques basés sur les observations locales.

La morphologie de tassement est plus fraîche et beaucoup plus nette le long du cours de la Bonne Eau. Les masses en mouvements provenant du cirque des Echerts, dont le bord amont est souligné par une limite d'érosion très vive, sont encore actives. En direction de l'ouest cette zone déjà très mobile est limitée par le glissement de terrain du Boup, entre Montana-Village et le quartier commercial de Sierre-Noës. La niche d'arrachement met à nu du gypse et des schistes noirs aaléniens. Le glissement se produit sur la surface de ces schistes (CLAVIEN 1983 B). Le déversement de matériaux à l'amont de la masse en mouvement n'améliore en rien la situation.

## La plaine du Rhône

On dispose de plus de 150 forages dans la plaine du Rhône entre Finges et Grône. Les plus profonds





**Figure 14 – Paléorelief de la région de Sierre à son niveau d'érosion le plus bas.**

descendent à 60 m, un peu en aval de Chippis (MORNOD 1974), mais la plupart ne dépassent guère 30 m. On peut résumer les principaux résultats géologiques révélés par ces forages en soulignant les points suivants :

- Lors d'une étude pour la correction de l'Ilgraben (ELEKTRO-WATT 1964) plusieurs forages ont montré que, dans la partie la plus étroite du goulet (614.82/126.38), le fond rocheux de la gorge se situait vers 790 m, soit près de 70 m en-dessous de la surface actuelle du cône. Les alluvions qui remplissent cette gorge sont constituées surtout de quartzites, calcaires et calcaires dolomitiques dans une pâte sablo-argileuse beige. Les galets sont bien émoussés, voire arrondis; des blocs peuvent atteindre jusqu'à 2 m de diamètre. Un sol fossile a été repéré dans plusieurs sondages à une quinzaine de mètres de profondeur.
- Le plus profond des forages exécutés pour reconnaître le passage de l'Illebach par l'autoroute (CLAVIEN 1987 A) a atteint une profondeur de 50 m sans quitter les alluvions du cône (615.07/128.53). Tout à l'amont du cône (616.43/128.58), des tourbes, à 12 m de profondeur soulignent un épisode palustre.
- Des forages exécutés à Susten (615.38/129.05), en rive droite du Rhône, donc au pied du versant, sont restés dans des sédiments à dominante limoneuse et

sableuse rhodanienne jusqu'à 30 m de profondeur (DE CÉRENVILLE 1971). L'édification du cône de l'Illebach fut donc temporairement arrêtée et le Rhône s'est ouvert là un chenal profond.

- En amont de l'éboulement, entre la ferme de Pfyn et le pied du versant presque jusqu'à l'Ermitage (611.41/127.11), les sondages de l'autoroute sont restés dans des dépôts fluviaux ou palustres jusqu'à des profondeurs qui ont atteint 45 m. Il y a donc, au pied du versant gauche de la vallée, une sorte de couloir qui, soit n'a pas été comblé par l'éboulement, soit a été creusé dans la masse éboulée.
- Dans cette dernière hypothèse, la trace de ce chenal se perd vers l'aval: au pied du Gorwetsch, le long du tracé de la future autoroute, l'éboulement a toujours été atteint sous une couverture d'éboulis de quelques mètres (CLAVIEN 1987 B). Il en est de même sous la station de transformation du Creux de Chippis et dans le lit même du Rhône: 700 m en amont de Chippis (608.87/126.05) l'éboulement est à 518 m, soit moins de 10 m sous la surface actuelle.
- Dans la région des collines de Sierre, l'éboulement a été atteint par de nombreux forages. Grâce aux données recueillies (CLAVIEN 1973, 1976, 1982, 1983 A, BERTHOD 1988 A ET B, 1991 A ET B) il est possible d'éta-

blir une carte de la surface de l'éboulement (**fig. 14**) assez précise dans la région même de Sierre, cette carte devient de plus en plus approximative vers l'aval où les forages ont rarement touché l'éboulement. Le lac de Géronde (523 m) est sur un sillon dont la base se trouve à 517 m à l'amont du lac et à 499 m à son aval. Un deuxième sillon, dans le prolongement des deux petits lacs, passe au nord de la colline de Poncel où il est rejoint par une autre dépression cachée sous d'étroites plaines entre les collines (**fig. 15**), actuellement bien transformées.

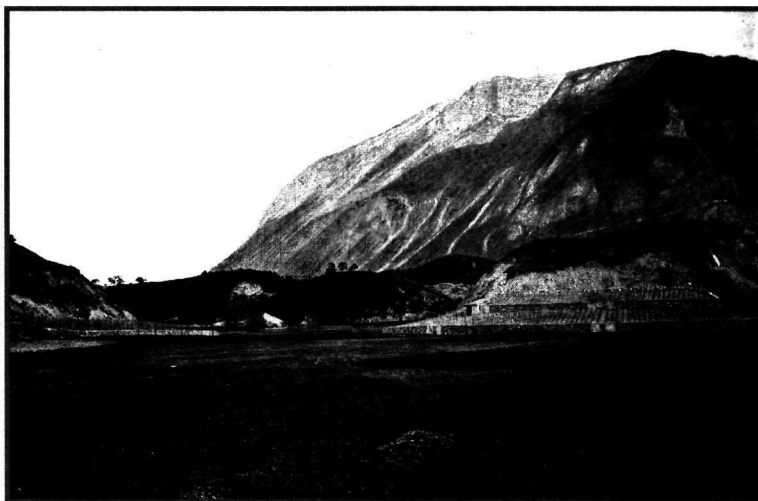
- Plus en aval, les dépressions séparées par les collines de Crête Plane et de l'Ehala sont ouvertes sur un sillon principal qui passe peut-être entre les collines de Pont-Chalais et de la Crête du Pont. Il est certain que ces deux collines et celle d'Ehala forment une sorte de barrage dont l'influence se fait sentir sur le niveau de la nappe phréatique.

- Les dépressions latérales de la rive droite sont comblées par des argiles et des limons lacustres, plus ou moins tourbeux et qui contiennent localement des restes de coquilles. Tel est le cas en aval du lac de Géronde et à l'est de la colline de Poncel: deux forages voisins (607.15/126.02) y ont traversé 20 m d'argile limoneuse ou graveleuse toujours à débris tourbeux sans atteindre l'éboulement (base au moins à 502.6 m). Le plus important remplissage lacustre et marécageux a été foré sous la petite plaine entre les collines de Crête Plane et d'Ehala. Les argiles et limons tourbeux y dépassent localement 27 m d'épaisseur; plus bas ils sont mélangés à des gravillons.

- Dans l'axe du sillon principal le remplissage est plus graveleux. Entre Chippis et Chalais, dans plusieurs forages MORNOD (1974) note que le matériel est typiquement rhodanien dans les dix mètres supérieurs. Plus bas, les galets sont donnés comme souvent anguleux et calcaires: soit il s'agit de l'éboulement lui-même, soit il s'agit de matériel issu du démantèlement de l'éboulement. Des niveaux rubéfiés à 25 m et des argiles varvées fétides jusqu'à 35 m (donc jusqu'à la cote 483 m) démontrent que de profonds sillons ont été creusés dans l'éboulement.

- En aval de Granges, mais toujours au voisinage des collines, des limons organiques ont été recoupés, sous les alluvions rhodaniennes, dans de nombreux forages de:

21,6 à	30,0 m	601.21/123.43
21,6 à	23,0 m	601.78/123.86
11,6 à	22,3 m	601.64/123.71
18,9 à	21,8 m	601.33/123.52
18,6 à	22,3 m	601.12/123.34
26.2 à	27,0 m	601.05/123.39



**Figure 15 – L'emplacement du cimetière actuel de Sierre en 1898: sous cette petite plaine, plusieurs mètres de formations palustres. – PHOTO LUGEON, 1898**

### Que retenir de ces observations?

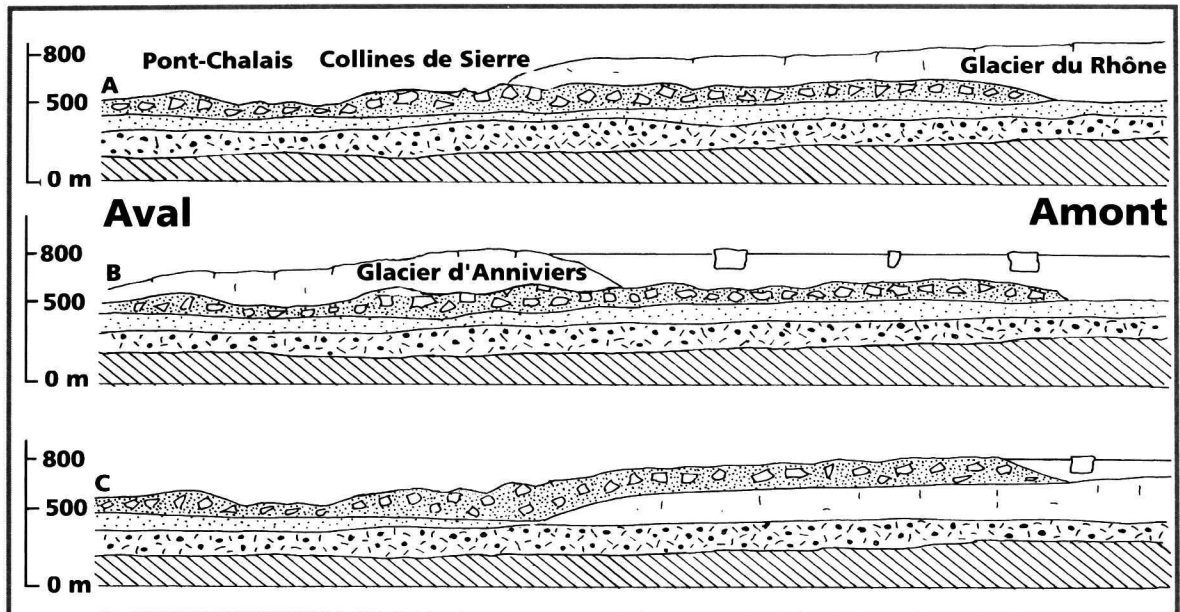
1. Que l'érosion, postérieurement à l'éboulement a creusé la vallée du Rhône plus profond que le niveau actuel.
2. Que des marais se sont installés: leurs tourbes se trouvent jusqu'à 30 m sous la plaine actuelle. Ces tourbes ne sont pas datées. Des sols se sont localement développés (Illerbach, aval de Chippis).
3. Que le comblement postérieur est graveleux dans l'axe de la vallée, mais plus limoneux et organique sur ses bords et dans les angles morts.
4. Que ces données sont conformes à celles qu'ont publiées FINGER ET WEIDMANN (1987): dans la région de Riddes, plusieurs forages ont recoupé des limons tourbeux à des profondeurs qui se situent entre 20 et 30 m. Une tourbe, prélevée à 30 m de profondeur a donné un âge  $^{14}\text{C}$  de  $10'390 \pm 190$  BP.

## LES INTERPRÉTATIONS

### Mécanisme

Ceux qui ont fréquenté la bordure des inlandsis et les grands glaciers qui en sont issus savent que des phénomènes spectaculaires d'érosion et de sédimentation peuvent s'y produire, et que leurs traces peuvent disparaître en quelques semaines. Il faut donc rester conscient du fait que toutes les reconstitutions établies à partir de ce qui est actuellement visible ne sont que le pâle reflet de ce qui s'est réellement passé. Tout scénario devra tenir compte des observations actuelles:

- du matériel morainique se trouve au sein de l'éboulement;
- il y a des graviers d'origine haut-valaisanne sur toutes les collines de l'éboulement;



**Figure 16 – Hypothèses à propos des relations entre éboulement et formations plus récentes représentées le long d’une coupe longitudinale de la vallée, l’amont se trouvant à droite. Mêmes symboles que la figure suivante, sauf pour le remplissage du fond de la vallée dont la nature est inconnue.**

- ces graviers se trouvent, en rive droite, jusqu’à 800 m d’altitude;
- le matériel de l’éboulement a été peu déplacé: la plus grande partie se trouve encore au droit de la niche d’arrachement.

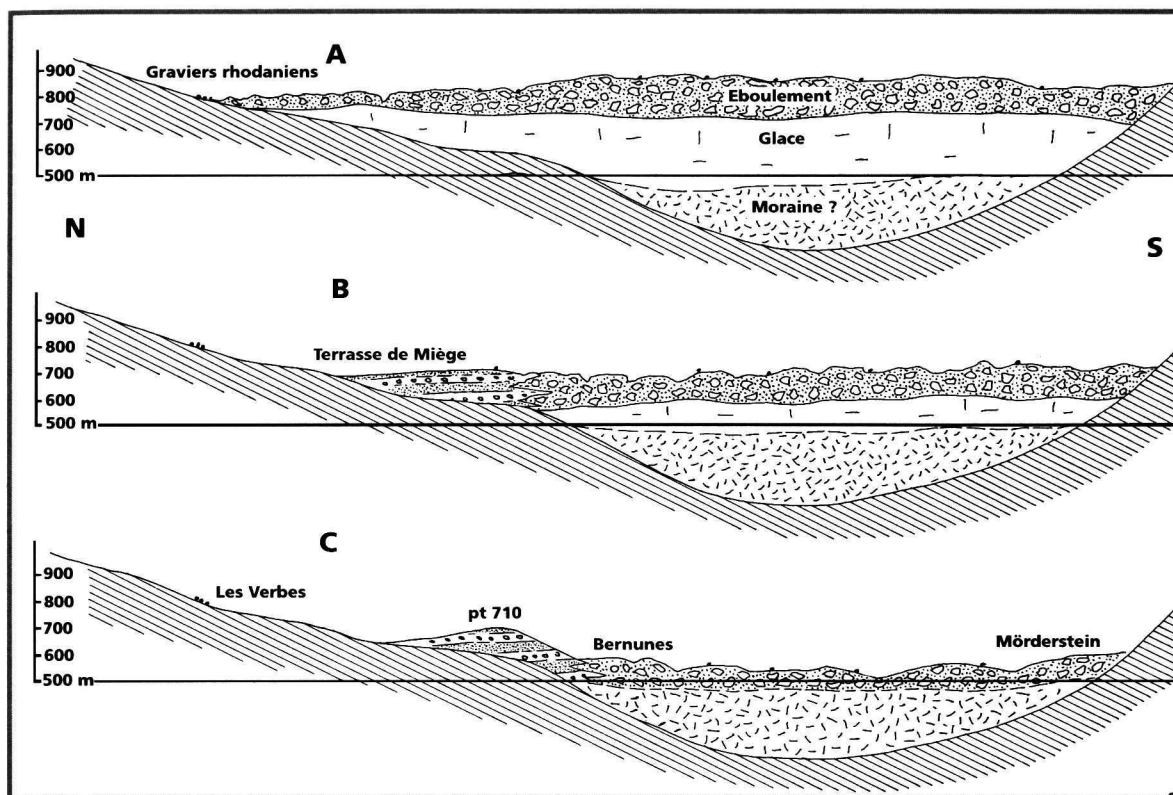
Trois situations peuvent être envisagées:

- 1.** Dans l’hypothèse de M. LUGEON (1910) (**fig 16, A**), l’éboulement descend dans une vallée vide et le glacier du Rhône, lors d’une brève réavancée, atteint les collines de Sierre qu’il recouvre de sa moraine et peut-être édifie-t-il les structures de la colline de Plantzette signalées par H. Rovina (comm. orale). Les graviers rhodaniens déposés sur son bord donnent la cote atteinte alors par le glacier: 800 m. Le matériel rhodanien sur éboulement en aval de Sierre est transporté par les rivières issues du glacier.
- 2.** Suivant l’explication de NUSSBAUM (1942), que j’ai reprise en 1955, (**fig 16, B**) les glaciers latéraux d’Anniviers et de la Raspille se sont étalés sur l’éboulement, barrant la vallée et y créant un lac dont le niveau serait arrivé à la cote 800 m. Des icebergs transportent du matériel rhodanien qu’ils abandonnent en fondant dans toute la région de Finges. Lors de cette récurrence de la moraine locale s’est mélangée à du matériel de l’éboulement.
- 3.** Un troisième cas est imaginable (**fig. 16, C**). L’éboulement recouvre un glacier jusqu’à 800 m d’altitude, barrant la vallée. Les premières rivières qui s’écoulent sur cette masse seraient responsables du transport de matériel rhodanien abandonné sur le versant à 800 m. Actuellement ces dépôts se trouvent 200 m au-dessus des collines de Finges: c’est l’épais-

seur estimée de la glace qui occupe le fond de la vallée (**fig. 17 A**). On peut imaginer que l’éboulement a débuté par le glissement, peut-être pas très rapide, d’une plaque calcaire peu dissociée, ce qui expliquerait l’existence de collines entières où la stratification originelle est conservée. Il n’est pas certain que le glacier ait été partout recouvert sur toute sa largeur: la présence d’un sillon non comblé par du matériel de l’éboulement au pied amont du Gorwetsch permet de supposer que cette portion de la vallée a été épargnée. Les eaux de fonte ont dû se frayer un passage à travers cette masse instable et fragile, donnant naissance à un chaos difficilement imaginable: des gorges se creusent, des matériaux d’origine haut-valaisanne y transitent et peuvent se trouver enfouis sous des écroulements locaux, les remaniements sont importants. C’est peut-être au cours de ce processus que prend naissance la partie plus “diamictique” de l’éboulement, dans laquelle des blocs de toutes tailles sont mélangés à des limons sableux. Rapidement la fusion de la glace et l’érosion vont abaisser la surface sur laquelle courent toujours des torrents capables de disperser partout du matériel haut-valaisan. A 700 m, sur le bord, des sédiments boueux donnent naissance aux dépôts vaguement stratifiés de la terrasse de Miège (**fig. 17 B**), et, pourquoi pas, à la même altitude, au cône mal dessiné et à l’esquisse d’une terrasse à Tschangerang.

L’alignement du versant de la terrasse de Miège et les collines de Sierre (Goubing et Gérone) permet de penser que, au moment de la naissance de cette terrasse, une centaine de mètres de glace occupait encore le fond de la vallée jusqu’à Sierre, glace dont la dis-





**Figure 17 – Mise en place des divers éléments de l'éboulement dans le cas de l'hypothèse C de la figure précédente.**

parition laisse la place à une dépression que barrent les collines de Sierre (**fig. 17 C**). Il y a donc naissance d'un lac où s'accumulent les éboulis sous-lacustres qui ceignent les collines du bois de Finges. En aval de Sierre, les torrents glaciaires continuent à démanteler la masse éboulee, laissant subsister quelques buttes-témoins, porteuses de galets d'origine haut-valaisanne. Dans cette hypothèse, les dépôts morainiques du sommet de la colline de Géronde doivent être réinterprétés et considérés, au mieux, comme fluvio-glaciaires.

L'arrivée de l'éboulement sur un glacier encore présent dans la vallée n'exclut pas les autres hypothèses: j'avais déjà (BURRI 1955) envisagé la présence du glacier du Rhône lors de l'éboulement, suivi par la récurrence du glacier d'Anniviers (cas C et B de la figure 16). On peut imaginer d'autres combinaisons. Par exemple, la masse éboulee sur le glacier du Rhône arrête complètement son écoulement; mais, à l'amont, le mouvement continue et le glacier finit par s'écouler sur l'éboulement allant déposer de faibles moraines jusque dans la région de Sierre. Ce passage du glacier sur l'éboulement pourrait avoir été favorisé par la formation d'un lac à l'amont de l'éboulement: si les valeurs retenues dans les figure 16 et 17 ont quelque vraisemblance, ce lac a dû permettre au glacier, sinon de flotter, du moins de diminuer les pressions et les frottements sur son fond rocheux et, par conséquent,

de progresser plus facilement. Le même raisonnement peut être appliqué au glacier d'Anniviers, pour autant qu'il ait été présent dans la vallée du Rhône au moment de l'éboulement. Dans ces deux combinaisons, ce sont les cas A et/ou B qui font suite au cas C de la figure 16, sans qu'il y ait pour autant une véritable récurrence. Le problème est que, actuellement, aucun critère sûr ne permet de choisir entre ces trois hypothèses ou leurs combinaisons: le temps des certitudes est bien révolu...

## CHRONOLOGIE

### 1. Méthodes

A quel moment ces événements se sont-ils produits? NUSSBAUM (1942) écrivait en résumé ceci: comme les moraines observées jusque dans la région de Granges dans l'éboulement sont essentiellement constituées de matériel local, il faut supposer une extension du glacier de la Raspille après le retrait du glacier du Rhône; cette extension a dû se produire au début du stade de Gschnitz, après le stade de Bühl; la limite des neiges se situait vers 2100–2200 m. Ces propos révèlent deux éléments méthodologiques encore actuels: le calage des événements de ces temps reculés par rapport à la



chronologie des stades glaciaires et la caractérisation de ces stades par l'abaissement de la limite des neiges par rapport à l'époque actuelle.

Où en est-on un demi-siècle plus tard? Rappelons que ces stades glaciaires, reconnus au début du siècle par PENCK & BRÜCKNER (1909), sont dus soit à des pauses dans la fusion du glacier, soit à des réavancées de courte durée. A une fluctuation des glaciers, devait correspondre une fluctuation climatique. Dès les années vingt de notre siècle, les palynologistes établissent les inventaires des grains de pollens contenus dans les dépôts lacustres ou marécageux, ce qui permet de reconstituer la composition de la forêt contemporaine des dépôts, par conséquent d'avoir une idée du climat et de ses fluctuations. Une remarquable introduction à cette discipline qu'est la palynologie a été publiée par (M.-J. GAILLARD 1993). L'étude des restes d'insectes trouvés dans les mêmes sédiments a été un complément parfois très performant, les insectes enregistrant des fluctuations climatiques auxquels la forêt pouvait résister (COOPE 1970).

C'est sur la base de ces critères botaniques que fut définie la période du Postglaciaire ou Holocène, soit l'installation de ce qui deviendra notre forêt actuelle. Cette prise de possession définitive (à nos yeux!) du territoire par la végétation forestière fait suite à une période complexe, dite la période du Tardiglaciaire, au cours de laquelle steppes froides et forêts se sont succédées. Les épisodes froids reçurent le nom de Dryas, leurs sédiments ayant livré quelques feuilles plus ou moins fossilisées de driade (Dryas octopetala). **(Tableau 1).**

Dès 1950 les datations basées sur l'isotope radioactif 14 du carbone ( $^{14}\text{C}$ ) permirent de donner l'âge des formations qui ont livré de la matière organique, végétale de préférence. Et les résultats de ces datations sont schématisés dans le tableau I. Il y a deux échelles de temps sur ce tableau, l'une donnant les années  $^{14}\text{C}$ , l'autre, les années solaires. Les comptages des cernes des arbres (KROMER AND BECKER 1992), des couches annuelles dans les sédiments lacustres (LOTTER & AL. 1992) et des couches annuelles de glace ont montré que les âges fournis par le  $^{14}\text{C}$  comportent des erreurs et doivent être corrigés pour correspondre aux années solaires. Pour des raisons pratiques (la force de l'habitude!) je continuerai à utiliser les années  $^{14}\text{C}$ . Une des plus récente synthèse relative à cette question (MAGNY 1995), se lit (presque) comme un roman policier!

Des recherches très détaillées dans les formations situées juste en aval des glaciers alpins, dans lesquelles BEZINGE (1974) a joué un rôle de précurseur, ont montré que, tout au long du Postglaciaire, les glaciers n'ont pas eu de crue beaucoup plus importante que celle qui s'est terminée au siècle dernier (RÖTHLISBERGER 1976). Les stades de nos vallées et l'éboulement de Finges doivent donc trouver leur place dans les temps tardiglaciaires. Un nouveau pas a été franchi grâce à l'étude du rapport des isotopes 16 et 18 de l'oxygène

dans des dépôts de ce passé. L'isotope 18, plus lourd, a davantage de peine à prendre part à l'évaporation de l'eau et, lorsque les glaciers croissent (climat froid), ils stockent davantage d'isotope 16, et l'eau de mer s'enrichit en isotope 18.

L'analyse de carottes de glace prélevées dans les inlandsis groënlandais et antarctique permirent de traquer les moindres fluctuations climatiques bien au-delà de 10'000 ans. Les mêmes isotopes, dosés dans les sédiments de plusieurs lacs suisses, ont montré des fluctuations climatiques très comparables à celles du Groënland, preuve que ces fluctuations affectaient tout l'Atlantique Nord. Les diagrammes polliniques établis dans les sédiments de ces lacs permirent de faire le pont entre les résultats des deux méthodes (LOTTER & AL 1992), résumés dans le tableau 1.

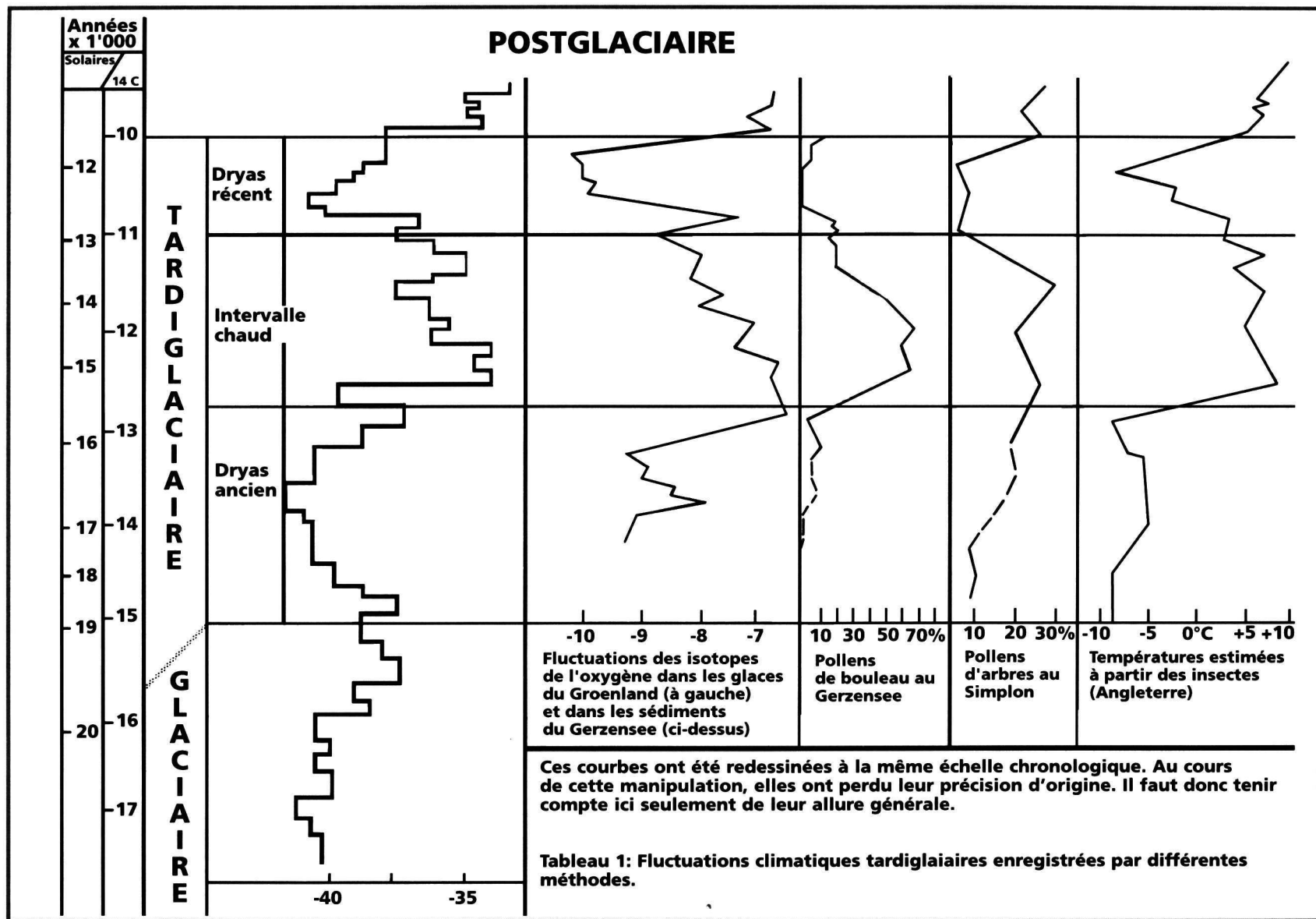
L'image qui se dégage de ces recherches est donc la suivante: les grands inlandsis atteignirent leur dernière grande extension vers 18'000 BP et se mirent ensuite à fondre, en marquant peut-être, vers 15'000 BP, une pause qui correspondrait au temps du Dryas ancien. Avec l'arrivée de l'interstade chaud, leur fusion s'accéléra, pour connaître un arrêt marqué pendant le Dryas récent. Ensuite la fonte sera générale, avec un très léger retour de froid au début de l'Holocène.

## 2. Et dans les Alpes?

Les travaux des palynologistes, permettent de suivre pas à pas la reconquête forestière, sur le Plateau d'abord, libéré de sa glace au Dryas ancien (GAILLARD 1984, AMMANN & AL 1994), puis en Valais: en basse altitude, la déglaciation était pratiquement terminée au début de l'intervalle chaud, peut-être même à la fin du Dryas ancien (KÜTTEL 1979, MÜLLER & AL. 1980, WELTEN 1982), en haute altitude, les sédiments commençaient à s'accumuler dans les lacs lors de l'intervalle chaud: au col du Simplon, à 2 000 m, des débris végétaux ont donné un âge de  $12\,580 \pm 200$  BP (WELTEN 1982). Des informations similaires sont recueillies en Haute Engadine (SUTER 1981), dans les Alpes françaises (BIJU-DUVAL ET AL. 1991) et, à plus forte raison, dans le Jura (WEGMÜLLER 1966).

Et Finges dans tout cela? Le col du Simplon étant libre de glace lors du Dryas récent, les moraines construites lors de cette dernière récurrence se trouvent donc plus haut que le col dans le cas particulier et, d'une manière générale, très à l'amont de nos vallées (MÜLLER ET AL. 1980). Pas question donc de rattacher à cette fluctuation froide un stationnement des glaciers du Rhône, d'Anniviers ou de la Raspille dans la région de Sierre, pas plus que les stades visibles sous forme de moraines dans les parties basses de nos vallées latérales. Il faut donc remonter plus loin dans le temps, dans le Dryas ancien, mais les informations deviennent contradictoires:

- d'une part les nombreux arcs morainiques qui jalonnent nos vallées (et, plus en aval le bassin lémanique et



la région genevoise) supposent de nombreuses fluctuations climatiques,

- d'autre part les courbes des fluctuations climatiques fournies par les isotopes de l'oxygène ne montrent rien de tel pendant cette période.

### 3. Les stades des vallées latérales

PENCK ET BRÜCKNER (1909) reconnaissent, du plus ancien au plus récent, les stades de Bühl, de Gschnitz et de Daun, au cours desquels la limite des neiges fut estimée inférieure à sa position actuelle de respectivement 900 m, 600 m et 300 m. Par la suite ces stades furent rediscutés, redéfinis et finalement admis et complétés par un stade d'Egesen, plus jeune que les autres.

Comment estimer l'abaissement de la limite des neiges? Il existe un rapport entre la zone d'accumulation d'un glacier (2/3 de la surface) et sa zone d'ablation (1/3 de la surface). A partir d'anciennes moraines dûment cartographiées, on reconstitue la géométrie du glacier responsable de leur dépôt. Sur cette reconstitution, on trace la limite entre les deux tiers supérieurs et le tiers inférieur, qui est la ligne d'équilibre du moment. La position de cette ligne d'équilibre étant fonction du climat, elle est identique dans toutes les vallées d'une région au même moment: on a là un bon critère de corrélation des stades d'une vallée à l'autre.

Sur la base de cette méthode, de nombreuses études dans les Grisons et en Valais, ont permis d'établir les comparaisons résumées dans le **tableau 2** (HEUBERGER 1968 pour l'Autriche, MAISCH 1981 pour les Grisons, MÜLLER 1984 pour le Simplon, et BLESS 1984 pour le Val d'Arpette). Dans notre région, le système établi aux Grisons a été retrouvé par BIRCHER (1982) dans la vallée de Saas, par AESCHLMANN (1983) au versant méridional du Mont Blanc, par MÜLLER (1984) dans la région du Simplon et dans le vallon de Nendaz, par BLESS (1984) dans le val d'Arpette et les vallons adjacents, par DORTHE-MONACHON (1985) dans la vallée de l'Arve, puis par WETTER (1987) dans tout le massif du Mont Blanc, enfin, par DORTHE-MONACHON (1993) en rive droite du Rhône en aval de la vallée de la Dala. «L'interprétation ne montre pas de différence significative de ligne d'équilibre de la Basse Engadine jusqu'au Mont Blanc. Les plus importants écarts à la moyenne peuvent être expliqués par les caractéristiques individuelles des glaciers (morphologie, topographie de la surface) et rarement être considérés comme une modification du rapport 2:1.» (FURRER ET AL 1987).

Que penser de cette trop belle

synthèse? La comparaison des résultats obtenus par différents auteurs dans une même région est révélatrice de ses limites. BLESS (1984), WETTER (1987) et BADER (1990) ont tous trois travaillé dans le val d'Arpette, avec des résultats très différents qui peuvent se résumer à ceci: pour le même arc morainique de l'alpage d'Arpette, l'abaissement de la limite d'équilibre est estimé à 360 m par Bless, à  $420 \pm 90$  m par Bader et à 510-545 m par Wetter! Et cet arc morainique est attribué à deux stades différents. Je pourrais multiplier les exemples, et le naturaliste que je suis reste rêveur devant ces tentatives de quantification: à quoi bon tous ces chiffres si, finalement, il est impossible de savoir à quel stade correspond l'arc morainique d'Arpette?

Il y a, de plus, de sérieuses réserves à formuler en ce qui concerne les observations de terrain. Il se trouve que j'ai été amené à cartographier très en détail certaines des régions concernées pour la confection des feuilles Orsières (1992) et Brig (1993). Or, en de nombreux cas j'ai pu constater qu'un vallum morainique a été dessiné là où il y a une crête de roche en place; de même, des replats dus à des tassements ont été interprétés comme des stades glaciaires. Et qui plus est, ces «stades» servirent à calculer des abaissments de la ligne d'équilibre, bien entendu parfaitement conformes à la doctrine admise.

Ces travaux ont tout de même permis de situer le stade d'Egesen lors de la période du Dryas récent. Dans bien des cas, les moraines de ce stade peuvent être localisées sur le terrain, ce qui permet de corriger certaines erreurs dans les vallées où seuls les arcs frontaux avaient été pris en considération (BURRI 1974, MONACHON 1978, WINISTORFER 1978, AUBERT 1980).

Autriche	Grison	Simplon	Arpette
	Kromer 75 m		Les Pierriers 95 m
Egesen 100-200 m	Egesen 200 m	Egga 210 m	La Barmaz 260 m
Daun 300-400 m	Daun 300 m	Dorf 320 m	Arpette 360 m
	Clavadel 420 m	Zwischberg 510 m	Borloz 490 m
Gschnitz 600 m	Gschnitz 630 m	Gondo 650 m	Champex 635 m

**Tableau 2: Corrélations admises entre les stades glaciaires dans les vallées alpines. Les noms des stades changent d'une vallée à l'autre; les chiffres indiquent la valeur de l'abaissement de la ligne d'équilibre par comparaison avec celle du siècle dernier.**



Le défaut de la méthode des rapports de surface 2/1 est d'avoir voulu tout expliquer par la seule cause des fluctuations climatiques. Or des moraines peuvent être construites lors de phénomènes non climatiques.

Déjà en 1938, VON KLEBSBERG (cité par BADER 1990) proposait un mécanisme parfaitement envisageable lors de la fusion des grands glaciers: la partie la plus basse d'une langue glaciaire peut devenir de la glace morte contre laquelle vient buter la partie encore active du glacier. A la limite des deux s'accumulent des matériaux morainiques qui, lorsque toute glace aura fondu, apparaîtront sous forme d'une moraine frontale. Elle ne correspond pas pour autant à une fluctuation climatique. C'est le mécanisme qui est invoqué pour un écoulement du glacier du Rhône sur l'éboulement de Finges, dans le cas où cet éboulement aurait transformé en glace morte la portion du glacier qu'il a recouverte.

Le terme anglais de "surge" (nous avons le verbe «surgir») désigne une avancée glaciaire brusque et importante (plusieurs kilomètres) qui peut très bien se produire alors que le bilan du glacier est négatif, c'est-à-dire, lorsque la tendance générale du glacier est à la décrue. (MENZIES 1995).

L'origine du phénomène doit être recherchée dans une modification de l'écoulement des eaux sous-glaciaires; si les conduits principaux sont obstrués, l'eau sous pression, injectée dans les petites cavités et les pores de la glace, tend à faire flotter le glacier. Les frottements sur le fond diminuent considérablement et la vitesse du glacier peut être multipliée par 100! Les grands glaciers et ceux qui se déplacent le long de faibles pentes sont plus facilement sujets au phénomène du "surge" que les petits glaciers raides.

Les conditions sont idéales quand la partie supérieure active d'un glacier domine une langue quasi morte. On peut imaginer sans se forcer que ces conditions ont été réunies souvent au cours de la décrue de nos glaciers. Or des moraines peuvent être édifiées au front d'un glacier qui a subi une telle crise, moraine qui ne correspond à aucune fluctuation de la limite d'équilibre. A Finges, pour autant qu'un lac ait pris naissance en amont de l'éboulement, la présence d'eau a pu modifier considérablement les frottements du glacier sur son fond rocheux et favoriser une certaine forme de surge.

BADER (1990), travaillant sur les phénomènes climatiques eux-même, a montré qu'ils doivent être interprétés avec prudence, la réponse des glaciers étant fort différente suivant leur situation en conditions continentale ou maritime, qui sont les conditions respectivement des Alpes centrales et celles du versant nord des Alpes. Plusieurs stades des Grisons pourraient être dus non pas à des refroidissements, mais au passage de conditions continentales aux conditions maritimes. Il existe certainement d'autres causes aux variations des glaciers et il faudrait les explorer systématiquement.

Il n'est donc plus indispensable d'invoquer une récurrence des glaciers du Rhône, d'Anniviers ou de la Raspille pour justifier la présence de moraine sur les collines de Finges. L'histoire de la régression de nos derniers grands glaciers s'en trouve peut-être simplifiée, mais pas le problème chronologique. Alors, quand? Quelque part dans le Dryas ancien, alors que le glacier du Rhône agonisait dans la vallée principale, entre 18'000 BP et 13'000 BP. Après sa disparition, le glacier d'Aletsch est descendu jusqu'à Brigue (AUBERT 1980), donc postérieurement aux événements de Finges. Les géographes zurichois (FURRER ET AL. 1987) ont suggéré un âge d'environ 15'000 BP pour un stade dans les vallées grisonnes. KRAYSS (1996) localise à peu près à la même époque un stade dans la région de Constance, donc beaucoup plus en aval, grâce à une datation au  $^{14}\text{C}$ . MOSCARIELLO (1996) a trouvé dans le bassin de Genève des restes organiques qui ont donné un âge de  $18'940 \pm 210$  BP, mais il n'écarte pas la possibilité d'un remaniement de ce matériel. Les données sont encore trop peu nombreuses pour voir clair dans ces informations apparemment contradictoires. Dans quelques années, il sera sans doute possible d'être plus précis, à condition de disposer de nombreuses datations au  $^{14}\text{C}$ . J'en profite pour lancer un appel à tous ceux que leur métier met en contact avec des forages: en cas de découverte de matière organique, qu'ils veuillent bien aviser le Musée cantonal d'histoire naturelle qui transmettra l'information et le matériel.

## REMERCIEMENTS

Aux rapports relativement importants relatifs aux Routes Nationales ou à Hydro-Rhône s'ajoutent de nombreux rapports établis pour des travaux plus modestes. Ils sont signés Berthod, Bianchetti, Clavien, CSD, Norbert, Rovina, Valentini. Messieurs Charly Berthod et Hermann Rovina m'ont fait généreusement bénéficier de leurs connaissances de cette région où ils travaillent depuis plusieurs années. Qu'ils en soient remerciés. Une partie des documents se trouvent à Sion, au Service de l'Aménagement et de la Protection de l'Environnement ou au CRSFA. Les archives géologiques du Service hydrologique et géologique national ont mis à ma disposition les documents libres de consultation en leur possession.

Jacques Gabus et Marc Weidmann travaillent à la réalisation de la feuille Sierre de l'Atlas géologique au 1:25'000. Sur le terrain et sur le papier, leurs conseils et leurs critiques me furent indispensables. Quarante années d'amitié permettent de supporter toutes les critiques et d'accepter tous les conseils. Qu'ils en soient remerciés.

## BIBLIOGRAPHIE

- AESCHLIMANN, H. 1983. *Gletschergeschichte des italienischen Mont-Blanc Gebietes: Val Veni, Val Ferret, Rutor*. Thèse, Zürich.
- AMMAN, B., A. F. LOTTER, U. EICHER, M.-J. GAILLARD, B. WOLFARTH, W. HAEBERLI, G. LISTER, M. MAISCH, F. NIESSEN, CH. SCHLÜCHTER, 1994. The Würmian Late-glacial in lowland Switzerland. *J. Quat. Sc.* 9 (2), 119-125.
- AUBERT, D. 1980. Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Bull. Murithienne* 97, 101-169.
- BADER, S. 1990. Die Modellierung von Nettobilanzgradienten spätglazialer Gletscher zur Herleitung der damaligen Niederschlags-



- und Temperaturverhältnisse - dargestellt an ausgewählten Beispielen aus den Schweizer Alpen. *Phys. Geogr. Zürich*, 31, 108.
- BERTHOD, CH. 1988 A. *Etude géologique, hydrogéologique et géotechnique Noës-Sierre Ouest*. Rapport pour les routes nationales, inédit.
- 1988 B. *Etude géologique, hydrogéologique et géophysique. Sierre Ouest Sierre Est*. Rapport pour les Routes Nationales, inédit.
- 1991 A. *Etude hydrogéologique Sierre Est*. Rapport pour les routes nationales, inédit.
- 1991 B. *Etude hydrogéologique de la commune de Sierre*. Rapport pour les routes nationales, inédit.
- 1996. *Correction de la galerie d'amenée d'eau La Souste-Chippis. Impact hydrologique sur la nappe et les lacs de Finges*. Rapport pour les Forces Motrices du Rhône.
- BESSON, O., J.-D. ROULLER, W. FREI & H. MASSON, 1991. Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône (entre Sion et Martigny, Suisse). *Bull. Murithienne* 109, 45-63.
- BEZINGE, A. 1974. Vieux troncs morainiques et climat postglaciaire sur les Alpes. *Soc. Hydrotech. France*, comm. sect. glaciologie, mars 1974.
- BIJU-DUVAL, J., CH. HANSS, W. SCHOCH UND S. WEGMÜLLER, 1991. Neuere Ergebnisse zur zeitlichen Einstufung der spätglazialen Moränenstände und zum Verlauf der postglazialen Waldgrenze im nordöstlichen Pelvoux (französischen Nordalpen). *Geogr. Helv.* 46/4, 165-172.
- BIRCHER, W. 1982. Zur Gletscher und Klimageschichte des Saastales. Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. *Phys. Geogr. Zürich*, 9.
- BLESS, R. 1984. Beiträge zur Spät und Post-Glazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. *Phys. Geogr. Zürich*, 15.
- BURRI, M. 1955. La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 66/289, 141-154.
- 1974. Histoire et préhistoire des vallées des Drances (Valais). *Eclog. geol. Helv.*, 67/1, 135-154.
- BURRI, J.-P. 1995. *Etude par tomographie sismique de la sous-station de couplage du Creux de Chippis*. – Rapport inédit.
- CALKIN, P. E. 1995. Global glacial chronologies and causes of glaciations. In MENZIES EDIT.: *Modern Glacial Environments*. 44-74.
- DE CÉRENVILLE, J. 1971. *Sondages de reconnaissance pour le passage supérieur des CFF sur le Rhône au S de Leuk*. Rapport inédit.
- CLAVIEN, F. 1973. *Dépôt des Services industriel et des Travaux publics de la ville de Sierre*. Rapport inédit.
- 1976 *Etude géotechnique pour Métalleger*. Rapport inédit.
- 1982 *Foyer de St. Joseph, étude géotechnique*. Rapport inédit.
- 1983 A. *Etude hydrogéologique. Commune de Sierre*. Rapport inédit.
- 1983 B. *Le Caveau du Rocher, Corin. Etude géotechnique*. Rapport inédit.
- 1987 A. *Rapport géologique sur le passage du cône de l'Illerbach*. Rapport pour les routes nationales, inédit.
- 1987 B. *Etude géotechnique du tracé Sierre Est-Pfyn*. Rapport pour les routes nationales, inédit.
- COOPE, G.R. 1970. Climatic interpretations of Late Weichselian Coleoptera from the British Isles. *Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dyn.* 12, 149-155.
- DORTHE-MONACHON, C. 1985. *Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute Savoie, France)*. Thèse, Lausanne. 226 p.
- 1993. *Etude des stades tardiglaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny*. Trav. Inst. Géogr. Lausanne, 10, 142 p.
- EBENER, S. 1994. *Etude hydrogéologique de la plaine du Rhône à Pramont, Valais*. Dipl. Sc. Terre, Genève et Neuchâtel. Inédit.
- ELEKTRO-WATT A. G. 1964. *Illgraben-Korrektion. Voruntersuchungen*. Unveröff. Bericht.
- FINCKH, P. & W. FREI. 1991. Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone valley. *Eclog. geol. Helv.* 84/2, 345-357.
- FINGER, W. & M. WEIDMANN, 1987. Quelques données géologiques nouvelles sur la vallée du Rhône entre Sierre et le Léman. *Bull. Murithienne*, 105, 27-40.
- FURRER, G., C. BURGA, M. GAMPER, H.-P. HOLZHAUSER, & M. MAISCH, 1987. Zur Gletscher-, Vegetation und Klima Geschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. *Geogr. Helv.* 42/2, 61-92.
- GAILLARD, M.-J. 1984. *Etude Palynologique de l'Evolution Tardi- et Postglaciaire de la Végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse)*. *Diss. Bot.* 77, 346 p.
- 1993. Quinze mille ans d'histoire végétale. *Paysages découverts*, 2, 37-60.
- GERLACH, H. 1883. Die Penninischen Alpen. *Mat. carte géol. Suisse*, 27.
- HEUBERGER, H. 1968. Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. *Eiszeitalter u. Gegenw.* 19, 270-275.
- KRAYSS, E. 1996. Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-Systeme, Würm). *Eclog. geol. Helv.* 89/3, 1105-1113.
- KROMER, B. & B. BECKER, 1992. Tree-ring 14C Calibration at 10'000 BP. In: The last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies. Bard & Broecker Edit., *Nato ASI Series*, 12. 3-11.
- KÜTTEL, M. 1979. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizeralpen. *Ber. Schweiz. Bot. Ges.* 89, 9-62.
- LOTTER, A. F., U. EICHER, U. SIEGENTHALER AND J.-B. BIRKS, 1992. Late-glacial climatic oscillations as recorded in the Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Sciences*, 7, 187-204.
- LUGEON, M. 1898. L'éboulement de Sierre en Valais. *Le Globe*, 27, 82-85.
- 1910. *Sur l'éboulement de Sierre (Valais)*. P. V. Soc. vaud. Sc. nat. Séance du 18 mai.
- 1918. Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mat. carte géol. Suisse. (N.S.)* 30.
- MAGNY, M. 1995. *Une histoire du climat. Des derniers Mammouths au siècle de l'automobile*. Edit. Errances, 175 p.
- MAISCH, M. 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichte Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). *Phys. Geogr. Zürich*, 3, 217 p.
- MAMIN, M. 1996. *Hydrogéologie du Bois de Finges*. Trav. dipl. Centre hydrogéologique Univ. Neuchâtel, inédit.
- MARIETAN, I. 1947. Notes sur la faune du Valais. *Bull. Murithienne*, 64, 60-71.
- MENZIES, J. 1995. *Modern glacial environment*. Menzies ed.
- MONACHON, C. 1978. Essai de reconstitution de la paléogéographie des stades glaciaires dans la vallée des Fares, Isérable. *Bull. Murith.* 95, 35-43.
- MORNOD, L. 1974. *La plaine du Rhône entre Chippis et Chalais*. Etude hydrogéologique. Rapport, inédit.
- MOSCARIELLO, A. 1996. Quaternary Geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland): Sedimentary Record, Paleoenvironmental and Paleoclimatic Reconstruction since the Last Glacial Cycle. *Terre et Environnement, Genève*, 4.
- MÜLLER, H.-N. 1984. *Spätglaziale Gletscherschwankungen in den westlichen Alpen (Simplon-Süd und Val de Nendaz, Wallis) und im Nordisländischen Tröllaskagi-Gebirge (Skidadalur)*. Thèse, Zürich, 205 p.
- MÜLLER, H.-N., H. KERSCHNER & M. KÜTTEL, 1980. Gletscher- und Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Val de Nendaz (Wallis). Ein Beitrag zur Alpenen Spätglazialchronologie. *Zeitsch. f. Geol. u. Glazialgeol.* 16/1, 61-84.
- NOVERRAZ, F., CH. BONNARD, H. DUPRAZ & L. HUGUENIN, (1988). *Changements climatiques et risques naturels*. PNR 31, projet Versinclin (sous presse).
- NUSSBAUM, F. 1942. *Die Bergstutzlandschaft von Siders im Wallis*. Actes Soc. suisse Sc. nat. Sion, Session 122, 11-12.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER, 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- PIFFNER, A., P. HEITZMANN, P. LEHNER, W. FREI, A. PUGIN & M. FELBER, 1997. Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In: PIFFNER ET AL. (editors): *Deep structure of the Swiss Alps*, 265-276. Birkhäuser Verlag, Basel.
- RÖTHLISBERGER, F. 1976. Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum

- Zermatt, Ferpècle und Arolla. *Die Alpen, Zeitsch. Schweiz. Alpen-Club*, 3/4, 59-152.
- WEGMÜLLER, S. 1966. *Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des süswestlichen Jura*. Thèse, Univ. Bern, 144 p.
- WELTEN, M. 1982. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizeralpen: Bern-Wallis. *Denksch. Schweiz. Naturf. Ges.* 95, 105 p.
- WETTER, W. 1987. Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet. *Phys. Geogr. Zürich*, 22.
- WINSTORFER, J. 1978. Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. *Bull. Murithienne* 94.